GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR

BAND 77 HÄFTE 3 N:o 482

Studies on the *Macrourus* and Slandrom Formations I Shell Fragment Frequencies of the *Macrourus* Formation and Adjacent Strata at Fjäcka, Gräsgård, and File Haidar

By

JÜRI MARTNA

Abstract. The author has studied the role of shell fragments in the formation of some calcareous rocks belonging to the Middle Ordovician *Ludibundus* and *Macrourus* formations, and the Upper Ordovician Slandrom formation in Sweden.

The material has been collected in the central and southeastern parts of Sweden, at Fjäcka in Dalarne and (from erratic blocks) at Gräsgård on the island of Öland. These localities are redescribed and the fossils found at each place are listed. In addition, some samples obtained from core drilling at File Haidar, island of Gotland, have been analyzed.

The samples were analyzed with regard to the total amount of shell fragments larger than 0.1 mm, the proportions of different phyla in this fraction, and the total amount of the insoluble residue which was mainly clay and silt. These values were obtained by dissolving samples in diluted hydrochloric acid, and by measurements of thin sections according to the ROSIWAL method. The mean values of these constituents and the standard deviations are given for the principal rock types. The total amount of shell fragments in these rocks is below 20 %; they are thus calcilutites according to JAANUSSON (1952).

The total amount of shell fragments and the proportion of Pelmatozoa seem to be independent of the amount of the insoluble residue, whereas the proportion of Arthropoda decreases, and that of Brachiopoda increases with an increasing amount of insoluble residue.

Introduction

The present paper is a study of the frequency of shell fragments in some calcareous rock types belonging to the Middle Ordovician *Macrourus* formation and adjacent strata, i. e. the uppermost part of the Middle Ordovician *Ludibundus* formation and the lowermost part of the Upper Ordovician Slandrom formation[1]. The insoluble residues of the same strata will be considered in a later paper.

---

[1] The term »formation» is introduced in the present paper for the above-mentioned stratigraphic units. Previously, lithologic terms such as *Macrourus* limestone and shale, have been used, but the writer wishes to liberate these terms for purely lithological discussions. The boundaries of these units are mainly lithological, and their faunas insufficiently known to allow the establishment of well-founded time-rock units such as stages. Formally they do not wholly coincide with the definition of the term formation (SCHENCK

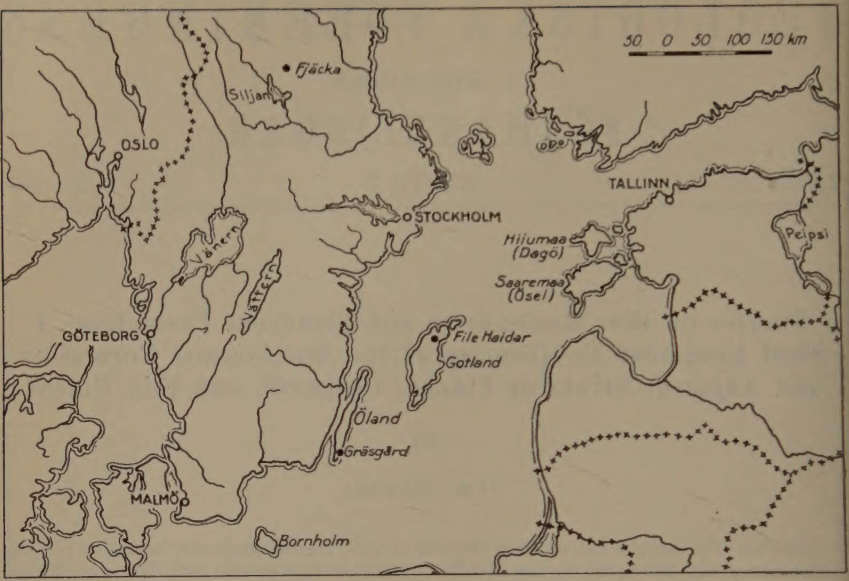


Fig. 1. Locations of the discussed sections.

The samples are from the Fjäcka section of the Siljan area in Dalarne (Jaanusson and Martna 1948), and from erratic blocks (mainly the Gräsgård boulder (Warburg 1912)) of the *Macrourus* formation in the southeastern part of Öland. A part of that material was collected by Messrs. V. Jaanusson and H. Mutvei in 1948. In addition, some samples from the File Haidar core from Gotland (Thorslund and Westergård 1938) have been analyzed (fig. 1). The field work at Fjäcka was done mainly in the years 1945—47, and that on Öland in 1951 and 1952.

The samples have been analyzed with regard to the total amount of shell fragments larger than 0.1 mm, the proportions of different invertebrate phyla in this fraction, and the total amount of the insoluble residue which was mainly clay and silt. The amount of insoluble residue was obtained by dissolving of 20 g of the rock samples in diluted (5 %) hydrochloric acid. All the other values are results of thin section measurements according to the method of Rosiwal. All analyses have been carried out by the writer.

The writer was accompanied in the field on different occasions by Messrs. V. Jaanusson, A. Jerbo, and H. Neuhaus. The English was

---

and Muller 1941; Krumbein and Sloss 1951, p. 26 ff.), in that fossils are used in their identification and correlation. In the current American usage, however, fossils, considered as rock components, may be used in the identification of formations (see Wheeler and Mallory 1953).

revised by Mr. DICK CAMERON, B. Sc. To all these gentlemen, the writer wishes to express his sincere gratitude. The samples from Fjäcka and part of those from Gräsgård belong to the Department of Paleontology, University of Uppsala; the File Haidar material belongs to the Geological Survey of Sweden; and a part of the Gräsgård material to the Department of Geology, University of Stockholm.

Methods

Grain size of the calcareous sediments

The grain size of the Swedish Ordovician limestones varies between rather wide limits (JAANUSSON 1952), and it is obviously a factor to be considered in discussing the lithogenesis of the limestones and the bottom conditions during their deposition.

The procedure of JAANUSSON (1952) was used in the present investigation in order to obtain comparable results, and the proportion of particles with a greatest length exceeding 0.1 mm was determined. The measurements were made in thin sections by means of a polarizing microscope and a LEITZ integrating stage, according to the ROSIWAL method. Polarized light must generally be used in order to obtain clear contours of the fragments. It was often advantageous to insert a mica plate of one fourth wave length, and in some cases, the insertion of another, crosswise oriented mica plate in the sub-stage of the microscope was useful. The magnification was 62 diameters, and an eyepiece micrometer was used in detecting particles larger than 0.1 mm. The lines of measurement were 200—250 mm in length, covering an area of about 360 mm^2. For practical reasons it was not possible to keep constant areas and lengths of traverses as recommended by CHAYES (1946).

Using the above procedure the relative abundance of two fractions, those greater or smaller than 0.1 mm, was determined. This figure is the lower limit of the sand size fraction in the two-dimensional grade scale constructed by ALLING (1943) for use in thin section analyses. It was chosen by JAANUSSON (1952) for practical reasons, and is also used in the present investigation. As indicated by JAANUSSON, the shell fragments smaller than 0.1 mm are often re-crystallized and more or less fused with the matrix so that they cannot be identified or measured. This was also found true for the present material.

The »sand fraction» ($>$ 0.1 mm) in the present material as seen in thin sections, consists almost exclusively of fragments of various calcareous organisms. The term »shell fragments» is accordingly identical with this »sand fraction». The fraction $<$ 0.1 mm is composed of calcareous mud of unknown origin, terrigenous clay and silt, autochtonous minerals, and the calcareous cement filling the original pore space of the sediment. This fraction is termed »the matrix».

The values obtained by thin section analyses of indurated rocks are not directly comparable with those obtained from grain size analyses of unconsolidated sediments. As pointed out by HAGERMAN (1924) and KRUMBEIN (1935), the grain size distribution as measured in thin sections does not correspond to the actual distribution. These authors have also given equations for transforming the apparent distribution into the actual, if the grains are approximately spherical. Recent discussions (CHAYES 1950, 1951; GREENMAN 1951 a, b; PELTO 1952; ROSENFELD, JACOBSEN and FERM 1953), seem to show that a general solution of this problem of transformation is not possible. Since the procedure has to be separate for different materials and methods, and involves a mathematical model of the grain shape, it is practically impossible to apply it to the highly irregularly shaped shell fragments. The grain size, as seen in the thin section, is in any case smaller than the actual one, since every grain may be cut by the section at a smaller diameter than the greatest, but not possibly at a greater one.

The above circumstance probably does not affect the comparison of thin section analyses among themselves to any great extent. Of greater importance in this connection are two other factors pointed out by JAANUSSON (1952). An unknown amount of cement, filling the original pore spaces, is included in the matrix and measured in thin sections, but it is not considered in unconsolidated sediments. There is also the generally unknown effect of compaction to be considered.

The smallest possible proportion of shell fragments in a rock, as measured in the thin section, is due to the original pore space, and the trend of compaction is to increase this proportion by diminishing the pore space (fig. 2). Rocks with an early cementation, which are little susceptible to compaction (as for instance apparently many limestones), should accordingly show relatively smaller proportions of shell fragments, than for instance shales. The original pore space of clays, however, may have been considerably greater than that of at least coarse calcareous sediments and the subsequent compaction of clays may therefore decrease the porosity to near that of the calcareous sediments. On the other hand, RUTH TERZAGHI (1940) has shown, that the compaction of some calcareous muds is almost as considerable as of some clays.

To sum up: direct comparison of thin section analyses with the granulometric analyses of unindurated sediments is not feasible. In order to compare thin section analyses among themselves, it is required that

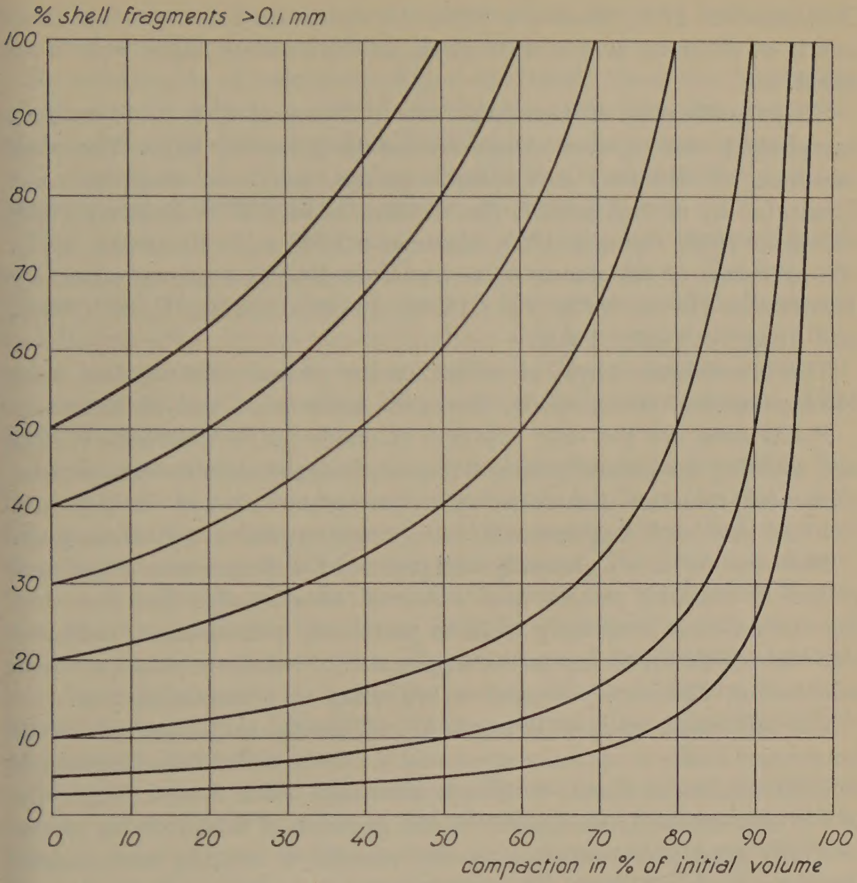


Fig. 2. Theoretical effect of compaction on the frequency of shell fragments.

the cemented pore space be approximately the same. Thus it is necessary to be careful in comparing rocks with presumably different degrees of compaction. However, as seen from fig. 2, the effect of a moderate compaction is rather limited and may not influence the general picture.

The relative proportions of various components in the shell fragment fraction are not affected by the above reasoning. Since the pore space is not considered, such proportions are comparable irrespective of the compaction of the sediment.

Composition of the shell fragment fraction

The role of various calcareous organisms in the formation of the Swedish Ordovician limestones is incompletely known (for instance

Nørregaard 1907, Hadding 1933). In the present examination fragments of different invertebrate phyla and calcareous Algae were identified.

The identification of these fragments in thin sections is based on their morphology and optical characteristics in polarized light. The shell structure of different invertebrate groups has been described and illustrated by several authors (for instance Sorby 1879; Bøggild 1930; Størmer 1930; Cayeux 1931; Hessland 1949 a, b; Johnson 1951). The structure of calcareous Algae has been described among others by Rothpletz (1908, 1913), Pia (1926), Cayeux (1931), Høeg (1932). and Johnson (1951, 1954).

The invertebrate phyla identified in the present investigation were Echinodermata, Brachiopoda, Bryozoa, Arthropoda and Mollusca.

Pelmatozoa are the only common echinoderms in the rocks of this age, and they are generally easy to identify because of their characteristic punctated structure (which is unfortunately not always visible), and the fact that each fragment acts as a single crystal in optical respect.

Brachiopoda have a generally well preserved shell structure of inclined prisms or laminae; *puncta* were observed occasionally. The fact that the extinction is often very weak or practically non-existent, indicates that the shells are composed of aggregates of minute crystals without orientation, which may suggest a beginning of re-crystallization.

The calcareous walls of Bryozoa, if sufficiently thick, are similar to brachiopod shells in optical respect and it can be difficult to distinguish small fragments of these two groups from each other. Larger fragments of Bryozoa are easily recognized by the presence of tubes. Owing to the generally good preservation, it is also possible to identify several subdivisions in this phylum. Because of the generally small number of Bryozoa present, this has not been tried in the present paper.

Besides by morphological features, Arthropoda are distinguished by a characteristic undulating extinction along the fragments, probably caused by minute prisms oriented at right angles with the shell walls. Especially minor Ostracoda are often re-crystallized and may be difficult to identify on this account. An attempt was made to distinguish between Trilobita and Ostracoda. This separation turned out to be rather arbitrary, and it was not continued.

The Mollusca encountered, mainly Lamellibranchiata and Gastropoda, were entirely re-crystallized, though mostly with clear contours and not fused with the matrix. It is generally not possible to identify such fragments without preserved morphological features. It is noticeable that the majority of the Lamellibranchiata and Gastropoda in the Swedish Ordovician occur as internal molds. This fact, and the circumstance that the occurring fragments are re-crystallized, seem to indicate that the shell substance was originally aragonite.

No subdivision of calcareous Algae was tried. Since the fragments are present in only a few of the investigated samples, this group has been included in »Others and unidentifiable» in the present paper.

The group called »Others and unidentifiable» is comparatively great. Most of the unidentifiable fragments are near 0.1 mm.

The contents of the calcareous organisms in modern unconsolidated sediments has been investigated by a number of writers (for instance Thorp 1936; Hessland 1943; Ladd and Hoffmeister 1945; Shepard and Moore 1954) by mechanical analysis and fragment counting. Only a few isolated attempts have been made in this respect on indurated calcareous sediments by using thin sections (for instance Sorby 1856, 1879; Sauramo 1929).

In the present investigation an attempt was made to determine the frequency of the above-mentioned invertebrate phyla in the rocks. For this purpose the relative areas of shell fragments larger than 0.1 mm were determined separately for the phyla present. This limit was chosen because it coincides with that used for the grain size measurements and it is also approximately the lower limit for phyletic determinations of shell fragments in thin sections. The accuracy of the individual determinations is naturally increased by putting this limit higher; in calcilutites, however, it is difficult to obtain a statistically sufficient number of grains in the latter way.

The proportions of the fragments of different phyla do not correspond to the proportional number of individuals in the biocoenoses which they are derived from. Molting animals, for instance, are over-represented, since every individual has left a number of carapaces. Large species produce more fragments per individual than small ones. It is unknown to what extent the fragments are disseminated, and it is practically impossible, in the majority of cases, to determine whether the fragments met with are strictly autochtonous. Factors influencing the shells between the death of the animal and the final burial have been studied by a number of writers (see Müller 1951, with extensive references).

On the other hand it is probable that a certain connection exists between the proportions of shell fragments and the biocoenoses. The percentages given, however, are only valid for the composition of the rock, and any numerical conclusions concerning the composition of the relevant biocoenoses are obviously not possible.

Fjäcka

This section is exposed along the Fjäcka creek at the farm Moldå, 1 km west of the village Dalbyn in the parish of Ore (see map in THORSLUND 1936, pl. 3). The exposure extends from the *Vaginatum* limestone to the »Middle *Tretaspis* limestone». A general description of this locality accompanied by a map has been given by JAANUSSON and MARTNA (1948).

In the present investigation the *Macrourus* formation and the upper part of the *Ludibundus* formation (Lower *Chasmops* limestone in JAANUSSON and MARTNA 1948; see JAANUSSON 1951) have been examined. Some samples from the lowermost part of the Slandrom formation (unit 2) have been analyzed for comparison.

Description of the section (Plate III)

The beds are inverted, and they strike N 40—45° W and dip 60—65° SW. The following description of strata is modified from JAANUSSON and MARTNA (1948, p. 186—189). The thicknesses are given in centimeters.

Slandrom formation 840

785 Units *4—12* (described in JAANUSSON and MARTNA 1948)

3. 15 Masur limestone (cf. unit 1)

2. 90 Limestone, argillaceous and light greenish-grey. Thin-bedded (beds 0.5—4 cm) nodular and with irregular layers and laminae of grey marl. The following fossils have been collected (JAANUSSON 1953):

Chasmops sp.
Homalops cf. altumi REMELÉ
Remopleurides sp.
Onniellidae sp.

1. 50 Masur limestone (JAANUSSON and MARTNA 1948, p. 188 and Pl. XVII, fig. 1).

Macrourus formation (Upper *Chasmops* limestone) 870

Limestone, argillaceous and greenish-grey with laminae or layers of greyish-green soft calcareous shale. The following lithological subdivisions grade into each other:

190 Limestone, irregularly bedded; the upper 45 cm with irregular laminae of calcareous shale, the lower part with irregular layers and nodules of calcareous shale.

165 Like the previous unit, but the layers of calcareous shale are thicker and more pronounced.

275 Limestone, regularly bedded; intercalated with thick layers of calcareous shale. In the upper 1 m the layers of both limestone and shale vary from 3 to 7 cm. The lower part shows increasing thicknesses (limestone, 15 cm; shale, 25 cm at max.)

240 Limestone, irregularly thin-bedded, inter-bedded with layers of calcareous shale. Layers of both 1—3 cm thick.

The fauna of the *Macrourus* formation, containing *inter alia* numerous small Brachiopoda and Bryozoa, is largely undescribed. The following fossils could be identified (the numbers in parentheses give the distances of occurrences in centimeters from the upper boundary of the formation):

Haplosphaeronis oblonga (ANGELIN) (190—350)
Chasmops macrourus SJÖGREN (40; 250—350; 450; 550)
Panderia sp. (250; 750)
Stenopareia avus HOLM (240—440)
Platystrophia spp.

Specimens of calcareous Algae have not been found, except for dubious fragments in some thin sections.

Ludibundus formation (Lower *Chasmops* limestone) 23—24 m

Limestone, argillaceous, grey and often with uneven bedding surfaces. Inter-stratified by irregular layers and laminae of marl and calcareous shale. Only the uppermost part of this formation (that included in the Lower *Chasmops* limestone *s. lato* of JAANUSSON and MARTNA 1948) was examined.

270 + (»Beds with undetermined stratigraphic position» in JAANUSSON and MARTNA 1948). Limestone, argillaceous, grey and relatively thick-bedded; intercalated with thin layers of calcareous shale.

The following fossils were observed (the figures in parentheses indicate the distances of occurrences in centimeters upwards from the uppermost bed of plastic clay (cf. the next unit)):

Echinosphaerites aurantium (GYLLENHAAL) (100—250)
Asaphus ludibundus TÖRNQUIST (80; 90)
Chasmops n. sp. (100)
Illaenus sphaericus HOLM (70—100; 240)
Discoceras sp. (cf. *dankelmanni* REMELÉ)
Öpikina sp. (100—250)

This unit and the following one have provisionally been placed in the *Ludibundus* formation by JAANUSSON and MARTNA 1948. The fauna listed above is in good agreement with this formation. Since the lithotope also seems to be in a closer accordance with the *Ludibundus* than the

Macrourus formation, it seems reasonable to include this division in the *Ludibundus* formation[1]. There exists, however, no sharp boundary between this division and the overlying one. The arbitrary lithological boundary is identical to that of JAANUSSON and MARTNA 1948; at this level the total amount of shell fragments has decreased to 10 %, which is the mean value for the *Macrourus* formation.

A minor thrust N 20° W

180 + Beds of plastic clay (probably bentonite), interstratified with argillaceous limestone. Seven horizons of white or light yellowish plastic clay with interbedded limestones have been described by JAANUSSON and MARTNA 1948.

18—19 m »Lower *Chasmops* limestone s. str.», JAANUSSON and MARTNA 1948.

Gräsgård

(Plate IV)

Numerous erratics of *Macrourus* age occur in a limited area on the eastern coast of southern Öland. They were first observed by SJÖGREN (1851), who described several fossils from them and recognized them to be younger than the bedrock of Öland. Later on, several authors have contributed to the knowledge of this occurrence (LINNARSSON 1876; REMELÉ 1880, 1883; DAMES 1881; HOLM 1882; TULLBERG 1882; MOBERG 1890; J. G. ANDERSSON 1893 a, b; MUNTHE 1902; WIMAN 1906; WARBURG 1912).

HOLM (1882), TULLBERG (1882), and MOBERG (1890, p. 17, footnote 1) expressed the opinion that the *Macrourus* formation also forms the bedrock in some places of this district. Undisturbed strata of this age were not observed, however, but only accumulations of blocks which were interpreted as broken layers, mainly *in situ*.

According to J. G. ANDERSSON (1893 b), the *Macrourus* formation does not occur as bedrock on southern Öland. He showed that the blocks originate from the bottom of the Baltic Sea, east of Öland, and have been carried to their present sites by an east to west ice flow. The present writer agrees with this opinion. The bedrock on the eastern shore of this part of Öland consists mainly of *Platyurus* and *Schroeteri* limestones[2] with generally an eastern dip, so that undisturbed *Macrourus* strata cannot be present. It may be noted that the map of the occurrence of

---

[1] It is interesting to note that a typical *Macrourus* fauna, including *inter alia Ptychoglyptus* and Corals, appears directly above the bentonite horizons in the »reef facies» at Kullsberg and Amtjärn (verbal communication by Mr. V. JAANUSSON). This seems to indicate a period of non-deposition or erosion in these localities.

[2] According to verbal communication by Mr. V. JAANUSSON, the youngest bedrock strata in this part of Öland, exposed at the harbour of Gräsgård, belong to the *Crassicauda* limestone.

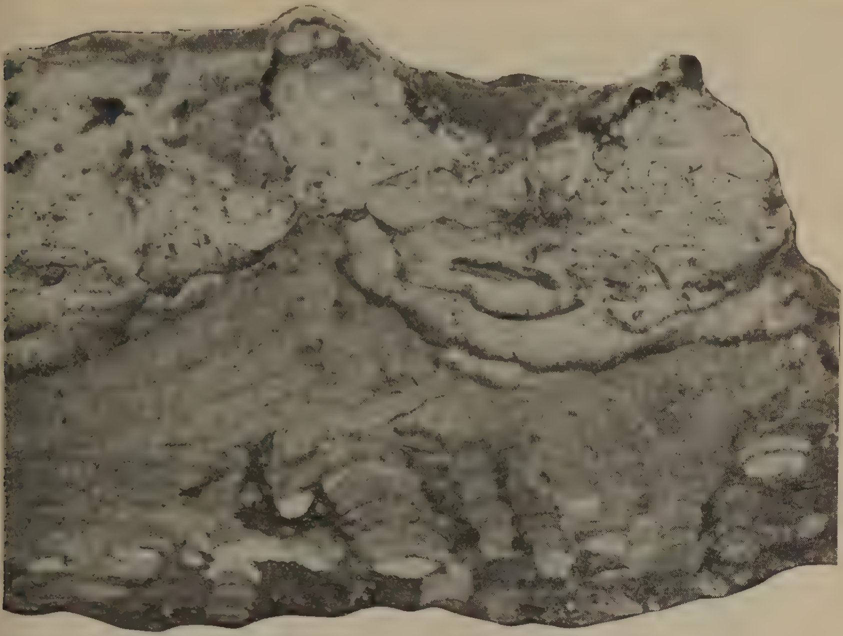


Fig. 3. *Macrourus* formation, the Gräsgård boulder, sample 4. Polished surface, × 1. The bedding is irregular, and the upper layer is more calcareous and fossiliferous than the lower one. The lower layer shows burrows, common in this rock. Photo by author.

these blocks given by ANDERSSON (1893 b, p. 523) is an approximation, as the blocks do not occur evenly in the area but are divided into minor fields, sometimes rather sharply limited.

The Gräsgård boulder is the biggest of these erratics. It has been studied previously by MUNTHE (1902, pp. 41—42), and WARBURG (1912). The section published by MUNTHE (1902, fig. 7), reproduced by WIMAN (1906, fig. 4) and by HEDSTRÖM and WIMAN (1906, fig. 23), is not quite correct (cf. WARBURG 1912).

This detached rock mass is situated 1.5 km south of the church of Gräsgård about 200 m east of the road, in the southern bank of a ditch which crosses the road. It is bedded in morainic matter, and only the section in the ditch can be observed. This section is about 15 m long, and the strata dip 20—25° E. The height of the stratigraphic column exposed is about 3 m.

The rock exposed here is a somewhat weathered, yellowish-grey, calcareous siltstone with brown patches of disintegrated pyrite. Macroscopically the rock seems to be rather uniform throughout the section in the sense that no appreciable changes in its general character could be observed. As seen from polished slabs, however, each bed is rather heterogeneous. More or less calcareous parts alternate and the fossils often occur in irregular accumulations (fig. 3). The bedding is somewhat irregular, and the bedding surfaces are usually distinct. The thickness of individual beds varies from 5 to 30 cm.

The Gräsgård boulder contains a rich fauna, most of which has not been described. The following fossils were identified:

Chasmops macrourus Sjögren
Pharostoma n. sp.
Eccyliopterus sp.
Hormotoma sp.
Porambonites schmidti Noetling
Discoceras cf. dankelmanni Remelé
Cyclocrinites sp.

The numerous undescribed species belong mainly to Brachiopoda and Lamellibranchiata. Calcareous Algae (mainly *Cyclocrinites* sp.) are also abundant.

The fauna listed above is of Estonian type which permits a rather close correlation with the Ordovician of Estonia. It contains the essential elements of the *Clinambon anomalus* fauna, which appears in Estonia with the beginning of the Jõhvi (D_1) stage and continues to the beginning of the Vasalemma (D_3) stage (Jaanusson 1945). From the absence in the Gräsgård boulder of members of the *Pseudocrania depressa* fauna on the one hand, and the *Actinomena asmussi* fauna on the other, it can be concluded that this boulder represents the upper zone of the Estonian Jõhvi (D_1) stage (see table in Jaanusson 1945, p. 223).

Small blocks, containing numerous specimens of *Actinomena asmussi* (de Verneuil) and *Sowerbyella* n. sp., which represent the Estonian Keila (D_2) stage (Jaanusson 1945), have been found in the vicinity of the Gräsgård boulder. They bear a close lithologic resemblance to the latter and one of them was analyzed in this connection (sample Gräsgård 7).

The first correlation between the *Macrourus* blocks from Öland and Estonia was made by Fr. Schmidt on the basis of fossils sent to him by Linnarsson (Linnarsson 1876, p. 82). Schmidt considered them to correspond to the Keila (D_2) stage, and was probably correct in respect to the material inspected by him.

File Haidar

(Plate IV)

This locality is situated in the northeastern part of Gotland and the section was obtained by core drilling. The Ordovician part of this core has been described by Thorslund (Thorslund and Westergård

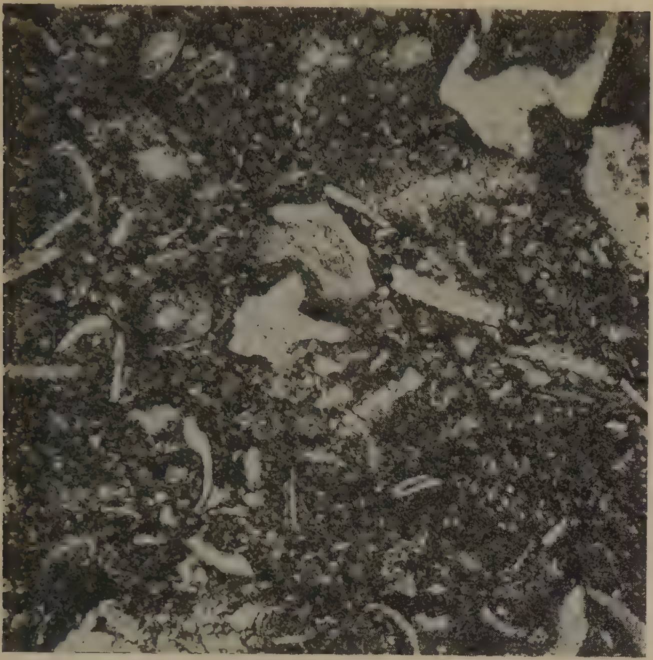


Fig. 4. *Ludibundus* limestone, Fjäcka, sample D 69 (see Tables 1 and 2). Thin section, ordinary light, Ilford Gamma filter, × 40. Photo by author.

1938). In the present connection the sequence between 312 and 315 m depth (THORSLUND, loc. cit., p. 28—29) is of interest, containing the upper part of the *Ludibundus* formation, the *Macrourus* formation, and the lowermost Slandrom formation.

These strata show here strikingly small thicknesses (the *Macrourus* formation only 40 cm) and they are dissected by a number of discontinuity surfaces. A missing core portion (313.2—312.8 m) separates the light grey limestone of the *Ludibundus* formation from the calcareous siltstone of the *Macrourus* formation (312.8—312.4 m). The latter is overlain by a typical masur limestone which can be assumed to belong to the Slandrom formation because of the lithologic similarity.

As shown by THORSLUND (1945, 1947), the »light-grey shale» in his original description (thickest bed between 313.75 and 314.2 m) is actually a bentonite. The missing core portion between 313.2 and 312.8 m was possibly also of the same rock. These bentonite layers occur at the same stratigraphic level (the upper part of the *Ludibundus* formation) at Kinnekulle (THORSLUND in WAERN, THORSLUND and HENNINGSMOEN 1948), in Dalarne (JAANUSSON and MARTNA 1948) and on Gotland.

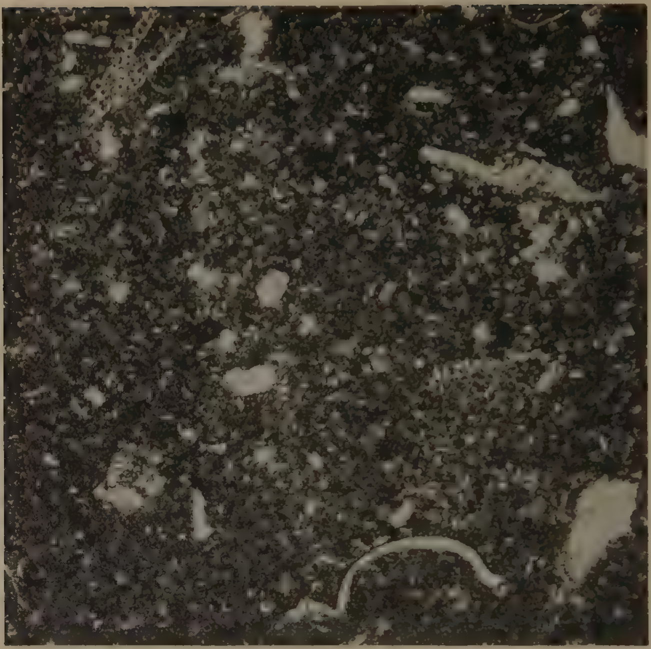


Fig. 5. *Macrourus* limestone, Fjäcka, sample D 59 (see Tables 4 and 5). Thin section, ordinary light, Ilford Gamma filter, × 40. Photo by author.

Shell fragment frequencies

Fjäcka (Plate III)

The uppermost part of the *Ludibundus* formation consists of a calcarenaceous calcilutite with an average of 15.7 per cent of shell fragments (fig. 4). As mentioned in the previous description of the section, no sharp boundary exists between the *Ludibundus* and the *Macrourus* formations at this locality. This is also indicated by the gradual decrease in the amount of shell fragments from about 17 % in D 64 to about 8 % in D 61. The latter value can be considered typical for the lower part of the *Macrourus* formation. Another trend in this development seems to be a decrease in the size of the organisms. As elucidated by Table 6 the average frequency of the shell fragments in the *Macrourus* limestone is 10.0 per cent, and the rock can thus be characterized as a calcilutite according to JAANUSSON (1952) (fig. 5).

The *Macrourus* formation is superimposed by the extremely fine-grained masur limestone (JAANUSSON 1952, 1953) containing only 1—2 per cent shell fragments. The subsequent unit 2 of the Slandrom limestone contains about 10 per cent shell fragments (Table 10), and is in this respect rather similar to the average *Macrourus* limestone.

The calcareous shale layers in the limestone of the *Macrourus* formation are in close accordance with the latter rock with regard to the total amount of shell fragments (9.1 %; Table 9). The relative compaction of the shale beds as compared with the inter-bedded limestone is apparently of minor importance.

The proportions of the different phyla in the shell fragment fraction are practically the same in the limestone of the *Ludibundus* formation and that of the *Macrourus* formation, although the faunas are different. In the beds of calcareous shale in the *Macrourus* formation, on the other hand, a marked difference to the limestone is apparent in that the Brachiopoda and Bryozoa have gained in frequency at the expense of mainly Arthropoda (Tables 3, 6 and 9; Plate III). Calcareous Algae are extremely scarce in the whole of this sequence of strata. No macroscopic specimens were found, and under the microscope only dubious fragments were observed occasionally. Fragments of Mollusca occur in insignificant numbers.

The samples from the lower part of the Slandrom formation are rather different. The Pelmatozoa have lost their importance, and the Bryozoa have vanished. On the other hand, there is a fair amount of both Mollusca and calcareous Algae present (in the present investigation both these groups were included in »Others»). The differences indicate that these beds were formed during different conditions as compared with the *Macrourus* formation and the upper part of the *Ludibundus*. The numerous calcareous Algae may indicate a diminished depth of water.

An interesting feature in the *Macrourus* formation is the increase in the proportion of Pelmatozoa in both the limestone and the shale around the sample D 54. This is accompanied by a slight increase in the total amount of shell fragments. The reason for this fact is not known. It is interesting to note, however, that the increase of the Pelmatozoa in the limestone is at the expense of the Arthropoda, while in the shale the Brachiopoda have decreased (Plate III).

Table 1

Uppermost part of the Ludibundus formation, Fjäcka. Total amount of shell fragments and insoluble residue in the limestone

Sample No.	Shell fragments > 0 1 mm %	Insoluble residue %
D 62	15.2	20.0
D 63	14.6	32.7
D 64	17.5	17.0
D 69	17.8	16.0
D 72	13.2	22.5

Table 2

Uppermost part of the Ludibundus formation, Fjäcka. The proportions of the identified phyla in per cent of the total amount of shell fragments in the limestone

Sample No.	Arthropoda %	Pelmatozoa %	Brachiopoda %	Bryozoa %	Others & unidentifiable %
D 62	44.4	27.8	5.8	2.5	19.5
D 63	43.3	20.2	9.0	6.1	21.4
D 64	43.5	21.1	5.3	5.9	24.2
D 69	31.6	38.6	14.1	0.8	14.9
D 72	36.1	23.6	10.5	1.7	28.1

Table 3

Uppermost part of the Ludibundus formation, Fjäcka. Mean values of 5 samples of limestone

	Arithmetic mean %	Standard deviation %	Minimal obtained value %	Median %	Maximal obtained value %
Total amount of shell fragments	15.7	1.75	13.2	15.2	17.8
Insoluble residue	21.6	5.98	16.0	20.0	32.7
Phyla in % of total shell fragments:					
Arthropoda	39.8	5.07	31.6	43.3	44.5
Pelmatozoa	26.3	6.71	20.2	26.3	38.6
Brachiopoda	9.0	3.23	5.3	9.1	14.1
Bryozoa	3.4	2.21	0.8	2.5	6.1
Others & unidentifiable.	21.6	4.43	14.9	21.4	28.1

Table 4

Macrourus formation, Fjäcka. Total amount of shell fragments and insoluble residue in the limestone

Sample No.	Shell fragments > 0.1 mm %	Insoluble residue %
D 50	16.8	16.3
D 51	10.4	22.1
D 52	9.9	23.5
D 53	7.6	22.3
D 54	17.7	30.3
D 55	9.3	35.6
D 56	9.9	29.9
D 57	6.1	17.2
D 58	11.3	23.8
D 59	6.8	42.5
D 60	6.1	30.9
D 61	8.2	29.6

Table 5

Macrourus formation, Fjäcka. The proportions of the identified phyla in per cent of the total amount of shell fragments in the limestone

Sample No.	Arthropoda %	Pelmatozoa %	Brachiopoda %	Bryozoa %	Others & unidentifiable %
D 50	43.0	17.3	7.1	3.9	28.7
D 51	33.3	15.7	10.9	13.5	26.6
D 52	32.1	22.9	17.0	0.2	27.8
D 53	37.9	25.0	6.5	3.2	27.4
D 54	22.1	44.0	11.3	3.9	18.7
D 55	13.2	49.4	8.8	5.3	23.3
D 56	47.3	14.2	14.3	0.7	23.5
D 57	45.5	5.4	16.5	1.1	31.5
D 58	44.7	21.2	7.4	2.3	24.4
D 59	38.3	24.7	7.3	1.2	28.5
D 60	40.1	22.2	10.5	4.1	23.1
D 61	30.7	23.5	14.7	10.2	20.9

Table 6

Macrourus formation, Fjäcka. Mean values of 12 samples of limestone

	Arithmetic mean %	Standard deviation %	Minimal obtained value %	Median %	Maximal obtained value %
Total amount of shell fragments	10.0	3.62	6.1	9.6	17.7
Insoluble residue	27.0	7.27	16.3	26.7	42.5
Phyla in % of total shell fragments:					
Arthropoda	35.7	9.70	13.2	38.1	47.3
Pelmatozoa	23.8	11.60	5.4	22.6	49.4
Brachiopoda	11.0	3.62	6.5	10.7	17.0
Bryozoa	4.1	3.82	0.2	3.5	13.5
Others & unidentifiable	25.4	3.52	18.7	25.6	31.5

Table 7

Macrourus formation, Fjäcka. Total amount of shell fragments and insoluble residue in the calcareous shale

Sample No.	Shell fragments > 0.1 mm %	Insoluble residue %
M 6	9.8	55.1
M 7	9.3	68.5
M 8	15.5	68.0
M 9	5.0	74.2
M 10	13.4	67.1
M 11	8.8	80.4
M 12	3.5	78.5
M 13	7.5	63.6

Table 8

Macrourus formation, Fjäcka. The proportions of the identified phyla in per cent of the total amount of shell fragments in the calcareous shale

Sample No.	Arthropoda %	Pelmatozoa %	Brachiopoda %	Bryozoa %	Others & unidentifiable %
M 6	30.7	18.5	21.3	3.4	26.1
M 7	6.4	2.5	51.4	18.9	20.9
M 8	29.2	28.3	10.3	7.2	25.0
M 9	16.2	42.7	6.8	7.1	27.2
M 10	13.8	30.5	28.0	4.7	23.1
M 11	3.8	—	73.0	4.5	18.7
M 12	15.4	31.8	16.2	—	36.6
M 13	19.9	18.6	17.1	20.5	24.3

Table 9

Macrourus formation, Fjäcka. Mean values of 8 samples of calcareous shale

	Arithmetic mean %	Standard deviation %	Minimal obtained value %	Median %	Maximal obtained value %
Total amount of shell fragments	9.1	3.72	3.5	9.1	15.5
Insoluble residue	69.4	7.65	55.1	68.3	80.4
Phyla in % of total shell fragments:					
Arthropoda	16.9	8.98	3.8	15.8	30.7
Pelmatozoa	21.6	9.07	0.0	23.5	42.7
Brachiopoda	28.0	21.33	6.8	19.2	73.0
Bryozoa	8.3	6.93	0.0	5.9	20.5
Others & unidentifiable	25.2	5.02	18.7	24.7	36.6

Table 10

Slandrom formation, unit 2, Fjäcka. Total amount of shell fragments and insoluble residue in the limestone.

Sample No.	Shell fragments > 0.1 mm %	Insoluble residue %
D 46	12.4	15.0
D 47	8.6	10.3

Table 11

Slandrom formation, unit 2, Fjäcka. The proportions of the identified phyla in per cent of the total amount of shell fragments in the limestone. The group »Others» contains a fair amount of Mollusca and calcareous Algae

Sample No.	Arthropoda %	Pelmatozoa %	Brachiopoda %	Bryozoa %	Others & unidentifiable %
D 46	26.4	4.9	8.1	—	60.6
D 47	37.5	10.6	5.5	—	46.4

Gräsgård and File Haidar

(Plate IV)

The composition of the calcareous siltstone of the Gräsgård boulder is subject to a considerable variation. It can be observed, both on polished surfaces and in thin sections, that in each bed, parts of the rock are rich in shell fragments and other parts contain almost no fragments at all (fig. 3). Owing to this fact, the average values (Table 14)[1] are less reliable than those from the Fjäcka section. It seems that Brachiopoda, Lamellibranchiata, and Gastropoda are the main constituents in the shell fragment fraction (fig. 6). The numerous calcareous Algae occur mainly as moulds, which probably accounts for the fact that no thin section shows an appreciable frequency of their fragments. It is noteworthy that fragments of Ostracoda, which are constantly present in the Fjäcka section, are practically absent in the Gräsgård samples. Also, the frequency of Bryozoa is insignificant; they are included in »Others» in the boulder samples.

The Gräsgård sample No. 7 from an other block (see p. 240) is slightly different with regard to the proportions in the shell fragment fraction (Table 16). They are all within the range of variation of the boulder samples.

The calcareous siltstone of the *Macrourus* formation at File Haidar seems to be more uniform in composition than that of Gräsgård. The samples have a remarkably low content of shell fragments (average 3.2 %). The frequency of Arthropoda is somewhat greater as compared to Gräsgård, and Mollusca were not encountered (Table 20). Calcareous Algae were recorded (7.6 per cent of total shell fragments in sample 694).

The only analyzed limestone sample from the upper part of the *Ludibundus* formation at File Haidar (Tables 17 and 18) shows a total amount of fragments similar to that of the corresponding strata at

---

[1] The values used for these calculations (Tables 12 and 13) are averages of several measurements from two thin sections in each sample.

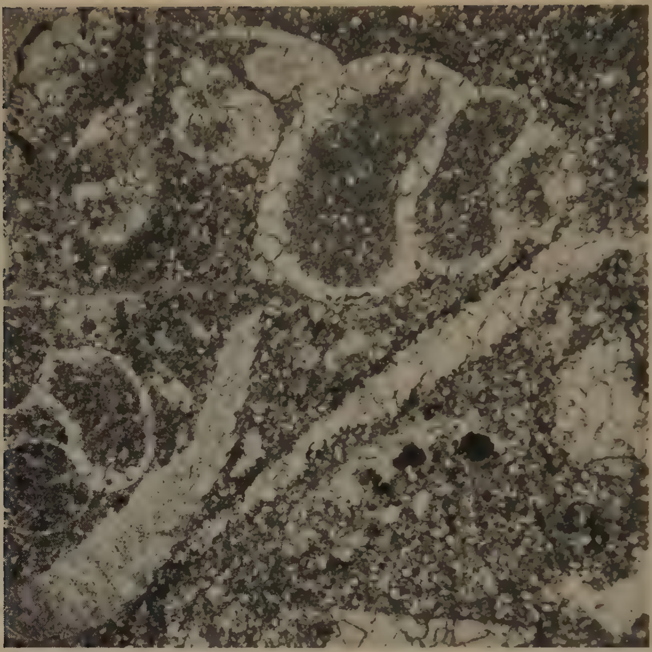


Fig. 6. *Macrourus* formation, the Gräsgård boulder, sample 3 (see Tables 12 and 13). Numerous quartz grains (white) occur in the matrix. The black spots are pyrite. Thin section, ordinary light, Ilford Gamma filter, × 40. Photo by author.

Fjäcka. The proportions of phyla are different in some respects: the proportion of Arthropoda is smaller, and that of Brachiopoda greater. In this respect, the sample resembles the average *Macrourus* shale at Fjäcka.

Table 12

Macrourus formation, the Gräsgård boulder. Total amount of shell fragments and insoluble residue in the calcareous siltstone

Sample No.	Shell fragments > 0.1 mm %	Insoluble residue %
1	17.2	40.7
2	8.0	61.1
3	12.5	53.2
4	2.7	71.2
5	7.0	53.4

Table 13

Macrourus formation, the Gräsgård boulder. The proportions of the identified phyla in per cent of the total amount of shell fragments in the calcareous siltstone.

Sample No.	Arthropoda %	Pelmatozoa %	Brachiopoda %	Mollusca %	Others & unidentifiable %
1	17.6	17.5	41.3	4.6	19.0
2	19.1	17.0	20.4	21.4	22.1
3	7.1	4.8	3.1	78.3	6.7
4	4.0	—	58.9	—	37.1
5	6.6	35.3	15.5	25.4	17.2

Table 14

Macrourus formation, Gräsgård boulder. Mean values of 5 samples of calcareous siltstone

	Arithmetic mean %	Standard deviation %	Minimal obtained value %	Median %	Maximal obtained value %
Total amount of shell fragments	9.5	4.96	2.7	8.0	17.2
Insoluble residue	55.9	10.05	40.7	53.4	71.2
Phyla in % of total shell fragments:					
Arthropoda	10.9	6.21	4.0	7.1	19.1
Pelmatozoa	14.9	12.26	0.0	17.0	35.3
Brachiopoda	27.8	19.83	3.1	20.4	58.9
Mollusca	25.9	27.90	0.0	21.4	78.3
Others & unidentified	20.4	9.81	6.7	19.0	37.1

Table 15

Macrourus formation, small block of Keila (D_2) age at Gräsgård. Total amount of shell fragments and insoluble residue in the calcareous siltstone

Sample No.	Shell fragments > 0.1 mm %	Insoluble residue %
7	15.5	53.4

Table 16

Macrourus formation, small block of Keila (D_2) age at Gräsgård. The proportions of the identified phyla in per cent of the total amount of shell fragments in the calcareous siltstone

Sample No.	Arthropoda %	Pelmatozoa %	Brachiopoda %	Bryozoa %	Others & unidentifiable %
7	14.6	43.4	33.8	5.2	2.9

Table 17

Upper part of the Ludibundus formation, File Haidar drill core. Total amount of shell fragments and insoluble residue in the limestone

Sample No.	Shell fragments > 0.1 mm %	Insoluble residue %
693	17.7	18.0

Table 18

Upper part of the Ludibundus formation, File Haidar drill core. The proportions of identified phyla in per cent of the total amount of shell fragments in the limestone

Sample No.	Arthropoda %	Pelmatozoa %	Brachiopoda %	Bryozoa %	Others & unidentifiable %
693	16.6	19.8	31.0	3.1	29.5

Table 19

Macrourus formation, File Haidar drill core. Total amount of shell fragments and insoluble residue in the calcareous siltstone

Sample No.	Shell fragments > 0.1 mm %	Insoluble residue %
699 a	4.1	41.2
699 b	2.3	not det.
694	3.2	not det.

Table 20

Macrourus formation, File Haidar drill core. The proportions of identified phyla in per cent of the total amount of shell fragments in the calcareous silstone

Sample No.	Arthropoda %	Pelmatozoa %	Brachiopoda %	Bryozoa %	Others & unidentifiable %
699 a	22.0	12.9	37.3	—	27.8
699 b	30.1	12.6	26.7	6.5	24.1
694	15.7	34.0	20.8	—	28.5

Interrelation of frequencies

The relations between the main groups in the shell fragment fraction and the total amount of insoluble residue were examined. The coefficients of correlation (r) were calculated, and straight lines were fitted to the data by the method of least squares. The File Haidar material was excluded because of the insufficient number of samples analyzed.

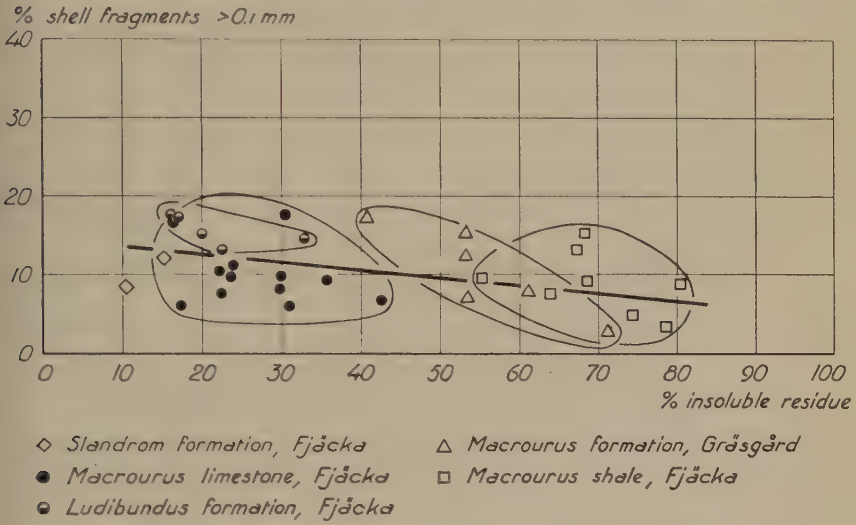


Fig. 7. Relationship between the total frequency of shell fragments, and the insoluble residue. The equation of the fitted line is $y = 14.63 - 0.10\ x$; $r = -0.28$.

The total frequency of shell fragments decreases slightly with increasing amounts of the insoluble residue (fig. 7). Since the coefficient of correlation is rather small ($r = -0.28$), no significance can be attached to this decrease, and the two frequencies can be regarded as uncorrelated.

As elucidated by fig. 8, the variation in the frequencies of Pelmatozoa is considerable, though with an approximately equal average for the frequencies of insoluble residues present in the analyses. The coefficient of correlation is small ($r = -0.07$), and any correlation cannot be shown to exist in this case.

Arthropoda, however, have a markedly decreasing average as the content of insoluble residue increases in the rocks (fig. 9). The coefficient of correlation is -0.83, and apparently there exists a true negative correlation between these frequencies. The fact that trilobites are more common in limestones than in shales has been recognized for a long time.

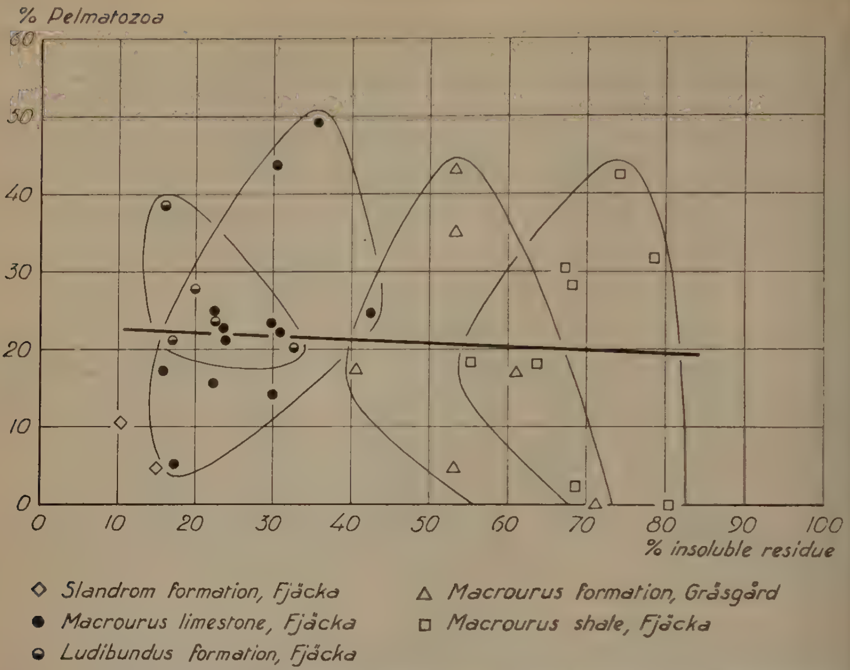


Fig. 8. Relationship between the proportion of Pelmatozoa in the shell fragment fraction, and the insoluble residue. The equation of the fitted line is $y = 23.12 - 0.05\ x$; $r = -0.07$.

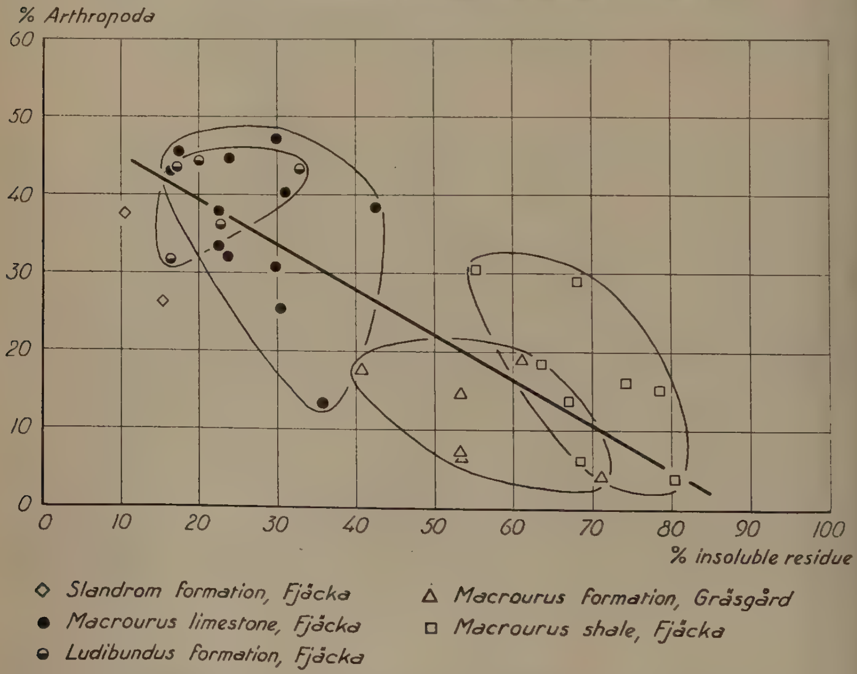
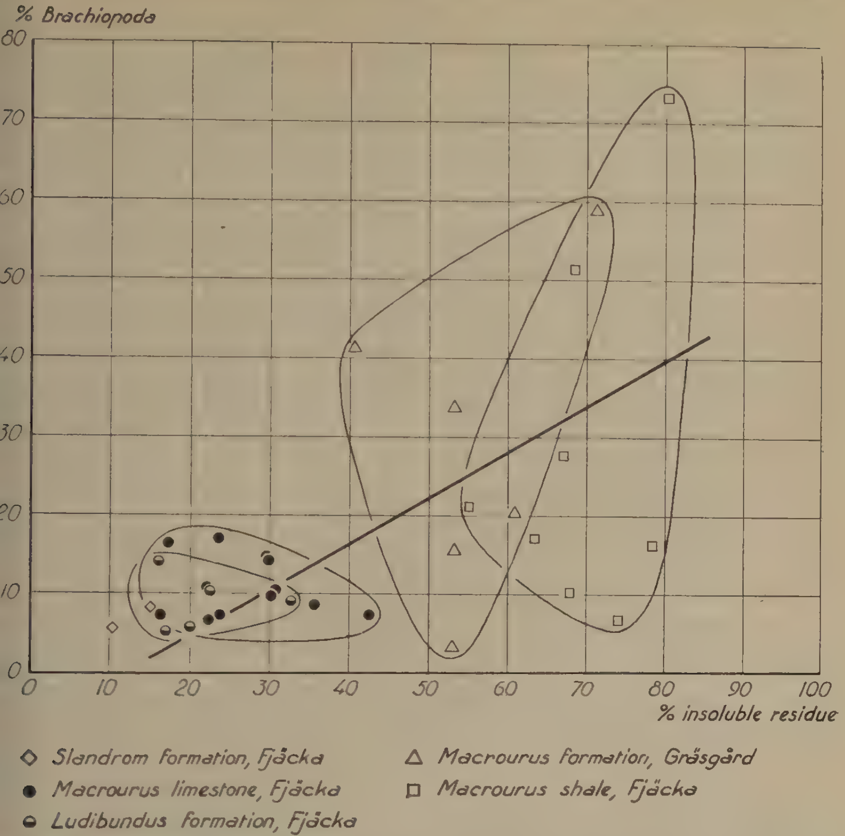


Fig. 9. Relationship between the proportion of Arthropoda in the shell fragment fraction, and the insoluble residue. The equation of the fitted line is $y = 50.89 - 0.58\ x$; $r = -0.83$.



ig. 10. Relationship between the proportion of Brachiopoda in the shell fragment raction, and the insoluble residue. The equation of the fitted line is $y = 6.71 + 0.58\ x$; $r = + 0.63$.

Brachiopoda show an increasing average and an increasing range of ariation with increasing amounts of insoluble residues (fig. 10). As the oefficient of correlation is + 0.63, a real positive correlation may be aid to exist.

The interrelations of the frequencies of Arthropoda, Pelmatozoa, and rachiopoda are shown in fig. 11. The values are rather scattered, and he fields of the different types of rocks overlap. The diagram (fig. 11) eems to indicate, however, that the general trends of the variation in he proportions of phyla is different in some different types of rocks. he *Macrourus* and *Ludibundus* limestones from Fjäcka coincide closely, nd the main trend of their variation is in the direction Arthropoda—elmatozoa. In contrast, the *Macrourus* shale from Fjäcka, and the

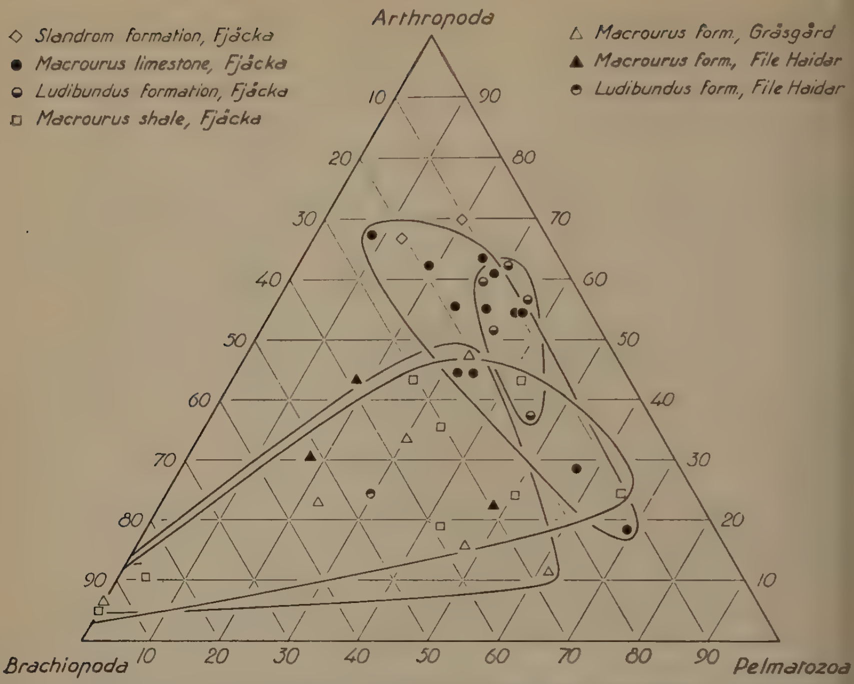


Fig. 11. Relationship between the proportions of Arthropoda, Pelmatozoa, and Brachiopoda in the shell fragment fraction. The frequencies are re-calculated; Arthropoda + Pelmatozoa + Brachiopoda = 100.

Gräsgård material are very similar, and here the general trend of the variation seems to be in the frequency of Brachiopoda.

Department of Geology,
University of Stockholm.

Literature

Alling, H. A., 1943. A metric scale for sedimentary rocks. — Jour. Geol. *51*, 259—269. Chicago.

Andersson, J. G., 1893 a. Ueber das Alter der Isochilina canaliculata-fauna. — Öfvers. af Kongl. Vet.-Akad. Förh. *1893:* 2, 125—129. Stockholm.

— 1893 b. Ueber Blöcke aus dem jüngeren Untersilur auf der Insel Öland vorkommend. — Öfvers. af Kongl. Vet.-Akad. Förh. *1893:* 8, 521—540. Stockholm.

Bøggild, O. B., 1930. The shell structure of the mollusks. — Kgl. Danske Vid. Selsk. Skr., Nat. Math. Afd., 9. Raekke, II. 2. København.

Cayeux, L., 1931. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. — Ministère des travaux publics. Paris.

Chayes, F., 1946. Linear analysis of a medium-grained granite. — Am. Min. *31*, 261—275. Menasha, Wisc.

— 1950. On the bias of grain-size measurements made in thin-section. — Jour. Geol. *58*, 156—160. Chicago.

— 1951. On the bias of grain size measurements made in thin-section: a reply. — Jour. Geol. *59*, 274—275. Chicago.

Dames, W., 1881. Geologische Reisenotizen aus Schweden. — Zschr. d. deutschen geol. Ges. *33*, 405—441. Berlin.

GREENMAN, N. N., 1951 a. On the bias of grain-size measurements made in thin-section: a discussion. — Jour. Geol. *59*, 268—274. Chicago.

— 1951 b. The mechanical analysis of sediments from thin-section data. — Jour. Geol. *59*, 447—462. Chicago.

HADDING, A., 1933. The Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden V. On the organic remains of the limestones. — Kungl. Fysiogr. Sällsk. Handl. N. F. *44*: 4, 1—93. Lund.

HAGERMAN, T. H., 1924. En metod för bedömning av kornstorleken och sorteringsgraden inom finkorniga mekaniskt sedimentära bergarter. — Geol. Fören. Förh. *46*, 325—353. Stockholm.

HEDSTRÖM, H., and WIMAN, C., 1906. Beskrifning till blad 5. — Sveriges Geol. Unders. ser. A_1, a, *5*. Stockholm.

HESSLAND, I., 1943. Marine Schalenablagerungen Nord-Bohusläns. — Bull. Geol. Inst. Upsala *31*, 1—348. Uppsala.

— 1949 a. Investigations of the Lower Ordovician of the Siljan District, Sweden, I. Lower Ordovician Ostracods of the Siljan District, Sweden. — Bull. Geol. Inst. Upsala *33*, 97—408. Uppsala.

— 1949 b. Investigations of the Lower Ordovician of the Siljan District, Sweden, IV. Lithogenesis and changes of level in the Siljan District during a period of the Lower Ordovician. — Bull. Geol. Inst. Upsala *33*, 437—510. Uppsala.

HOLM, G., 1882. Om de vigtigaste resultaten från en sommaren 1882 utförd geologisk-palaeontologisk resa på Öland. — Öfvers. af Kongl. Vet.-Akad. Förh. *1882:* 7, 63—73. Stockholm.

HØEG, O. A., 1932. Ordovician Algae from the Trondheim Area. — Norske Vid.-Akad. i Oslo, Skr., I Mat.-Nat. Kl. *1932:* 4, 63—96. Oslo.

JAANUSSON, V., 1945. Ueber die Stratigraphie der Viru- resp. Chasmops-Serie in Estland. — Geol. Fören. Förh. *67*, 212—224. Stockholm.

— 1951. *Ludibundus*-kalksten, nytt namn för cystidékalken. — Geol. Fören. Förh. *73*, 309—310. Stockholm.

— 1952. Untersuchungen über die Korngrösse der ordovizischen Kalksteine. — Geol. Fören. Förh. *74*, 121—130. Stockholm.

— 1953. Ueber die Fauna des oberordovizischen Slandrom-Kalksteines im Siljan-Gebiet, Dalarna. — Geol. Fören. Förh. *75*, 97—105. Stockholm.

— and MARTNA, J., 1948. A section from the Upper Chasmops Series to the Lower Tretaspis Series at Fjäcka rivulet in the Siljan Area, Dalarne. — Bull. Geol. Inst. Upsala *32*, 183—193. Uppsala.

JOHNSON, J. H., 1951. An introduction to the study of organic limestones. — Quart. Colo. School of Mines *46:* 2, 1—185. Golden, Colo.

— 1954. An introduction to the study of rock building algae and algal limestones. — Quart. Colo. School of Mines *49:* 2, 1—117. Golden, Colo.

KRUMBEIN, W. C., 1935. Thin-section mechanical analysis of indurated sediments. — Jour. Geol. *43*, 482—496. Chicago.

— and SLOSS, L. L., 1951. Stratigraphy and sedimentation. — W. H. Freeman & Co., San Francisco.

LADD, H. S., and HOFFMEISTER, J. E., 1945. Geology of Lau, Fiji. — Bernice P. Bishop Mus. Bull. *181*, 1—309. Honolulu.

LINNARSSON, G., 1876. Geologiska iakttagelser under en resa till Öland. — Geol. Fören. Förh. *3*, 71—86. Stockholm.

MOBERG, J. C., 1890. Anteckningar om Ölands ortocerkalk. — Sveriges Geol. Unders. ser. C, *109*, 11—22. Stockholm.

MÜLLER, A. H., 1951. Grundlagen der Biostratonomie. — Abh. d. deutschen Akad. Wiss. Berlin, Kl. f. Math. u. allg. Nat. *1950:* 3, 1—147. Berlin.

MUNTHE, H., 1902. Beskrifning till kartbladet Ottenby. — Sveriges Geol. Unders. ser. Ac, *7*, 1—68. Stockholm.

NØRREGAARD, E. M., 1907. Nogle Bemærkninger om Ortoceratitkalkens Petrografi. — Medd. Dansk Geol. For. *3:* 13, 65—96. København.

PELTO, C. R., 1952. The mechanical analysis of sediments from thin-section data: a discussion. — Jour. Geol. *60*, 402—406. Chicago.

PIA, J., 1926. Pflanzen als Gesteinsbildner. — Gebrüder Borntraeger, Berlin.

REMELÉ, A., 1880. Ueber einige neue oder seltene Versteinerungen aus silurischen Diluvialgeschieben der Gegend von Eberswalde. — Festschr. f. d. 50-jährige Jubelfeier d. Forstakad. Eberswalde, 179—252. — Jul. Springer, Berlin.

— 1883. Untersuchungen über die versteinerungsführende Diluvialgeschiebe des norddeutschen Flachlandes mit besonderer Berücksichtigung der Mark Brandenburg. I:

Allgemeine Einleitung nebst Uebersicht der älteren baltischen Sedimentgebilde. — Jul. Springer, Berlin.

Rosenfeld, M. A., Jacobsen, L., and Ferm, J. L., 1953. A comparison of sieve and thin-section technique for size analysis. — Jour. Geol. *61*, 114—132. Chicago.

Rothpletz, A., 1908. Über Algen und Hydrozoen im Silur von Gotland und Ösel. — Kgl. Vet.-Akad. Handl. *34*, 1—25. Stockholm.

— 1913. Über die Kalkalgen, Spongiostromen und einige andere Fossilien aus dem Obersilur Gottlands. — Sveriges Geol. Unders. ser. Ca, *10*, 1—57. Stockholm.

Sauramo, M., 1929. Zur Kenntnis der Geologie von Worms und Nuckö, Estland. — Bull. Comm. Géol. Finlande *87*, 17—36 (C. R. Soc. Géol. Finlande *2*). Helsinki.

Schenck, H. G., and Muller, S. W., 1941. Stratigraphic terminology. — Bull. Geol. Soc. Am. *52*, 1419—1426. New York.

Shepard, F. P., and Moore, D. G., 1954. Sedimentary environments differentiated by coarse fraction studies. — Bull. Am. Ass. Petr. Geol. *38*, 1792—1802. Tulsa, Okla.

Sjögren, A., 1851. Anteckningar om Öland, ett bidrag till Sveriges geologi. — Öfvers. af Kongl. Vet.-Akad. Förh. *1851:* 2, 36—42. Stockholm.

Sorby, H. C., 1856. On slaty cleavages as exhibited in the Devonian limestones of Devonshire. — Phil. Mag., 4th Ser. *11*, 20—37.

— 1879. [On the structure and origin of limestones.] Anniversary Address of the President. — Quart. Jour. Geol. Soc. *35*, Proceedings 56—93. London.

Stormer, L., 1930. Scandinavian Trinucleidae. — Norske Vid.-Akad. Skrifter, I. Math.-Nat. Kl. *1930:* 4, 1—111. Oslo.

Terzaghi, Ruth D., 1940. Compaction of lime mud as a cause of secondary structure. — Jour. Sed. Petr. *10:* 2. Menasha, Wisc.

Thorp, E. M., 1936. Calcareous shallow-water marine deposits of Florida and the Bahamas. — Tortugas Lab. of Carnegie Inst., Papers *29;* Carnegie Inst. Washington, Publ. *452*. Washington, D. C.

Thorslund, P., 1936. Siljanområdets brännkalkstenar och stenindustri. — Sveriges Geol. Unders. ser. C, *398*. Stockholm.

— 1945. Om bentonitlager i Sveriges kambrosilur. — Geol. Fören. Förh. *67*, 286—288. Stockholm.

— 1947. Om ordovicisk bentonit på Bornholm. — Medd. Dansk Geol. Foren. *11:* 2, 171—178. København.

— and Westergård, A. H., 1938. Deep boring through the Cambro-Silurian at File Haidar, Gotland. — Sveriges Geol. Unders. ser. C, *415*. Stockholm.

Tullberg, S. A., 1882. Förelöpande redogörelse för geologiska resor på Öland. — Geol. Fören. Förh. *6*, 220—236. Stockholm.

Waern, B., Thorslund, P., and Henningsmoen, G., 1948. Deep boring through Ordovician and Silurian strata at Kinnekulle, Vestergötland. — Bull. Geol. Inst. Upsala *32*, 337—474. Uppsala.

Warburg, Elsa, 1912. [On a block section at Gräsgård, Öland.] Paper read at the meeting on Oct. 26th 1911 of the Students' Association of Natural Science, Upsala. — Bull. Geol. Inst. Upsala *11*, 303—304. Uppsala.

Wheeler, H. E., and Mallory, V. S., 1953. Designation of stratigraphic units. — Bull. Am. Ass. Petr. Geol. *37*, 2407—2421. Tulsa, Okla.

Wiman, C., 1906. Studien über das Nordbaltische Silurgebiet II. — Bull. Geol. Inst. Upsala *8*, 73—168. Uppsala.

Explanation of plates

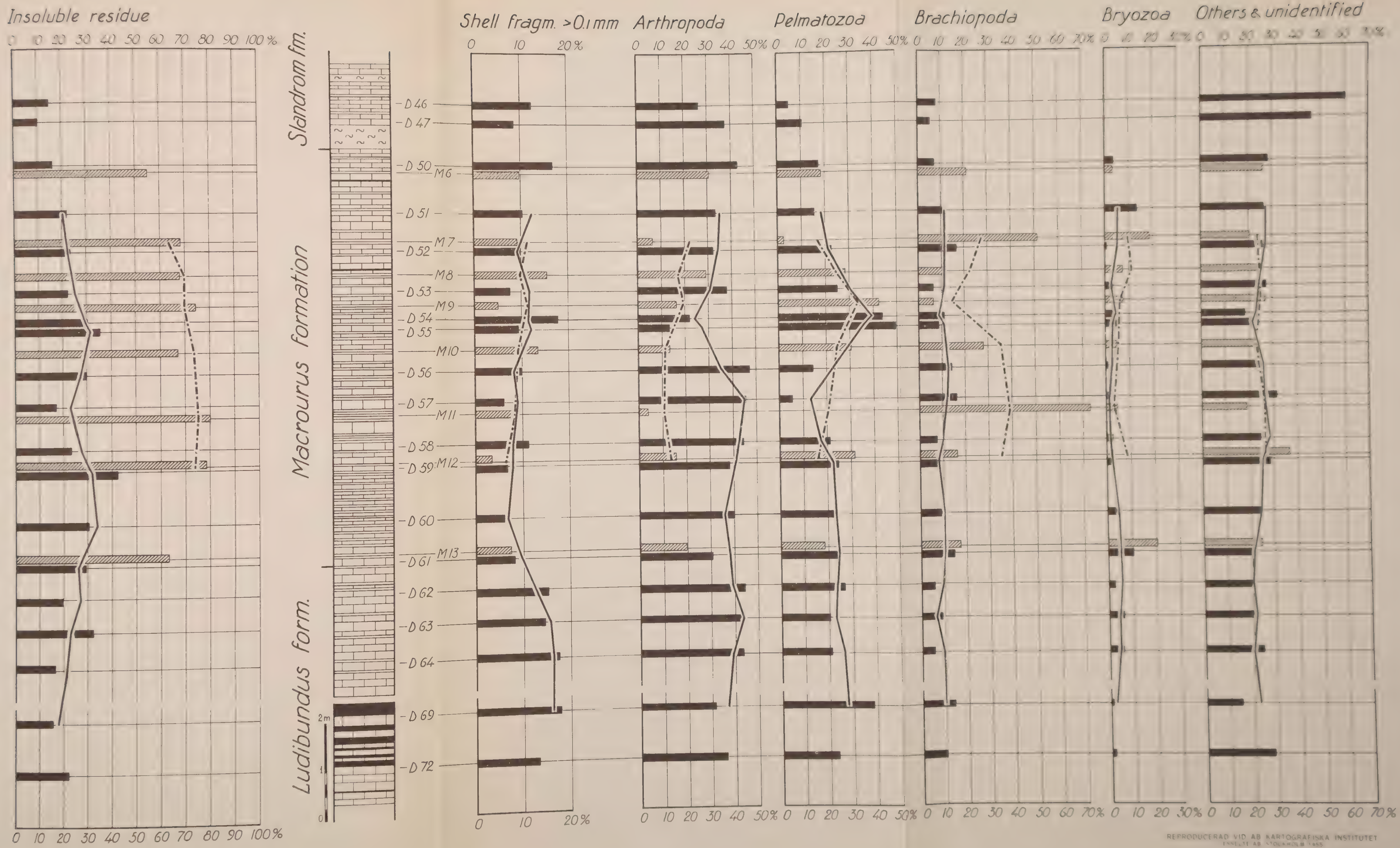
Plate III

Stratigraphic column at Fjäcka, and the vertical distribution of the examined frequencies. The symbols are explained on Plate IV.

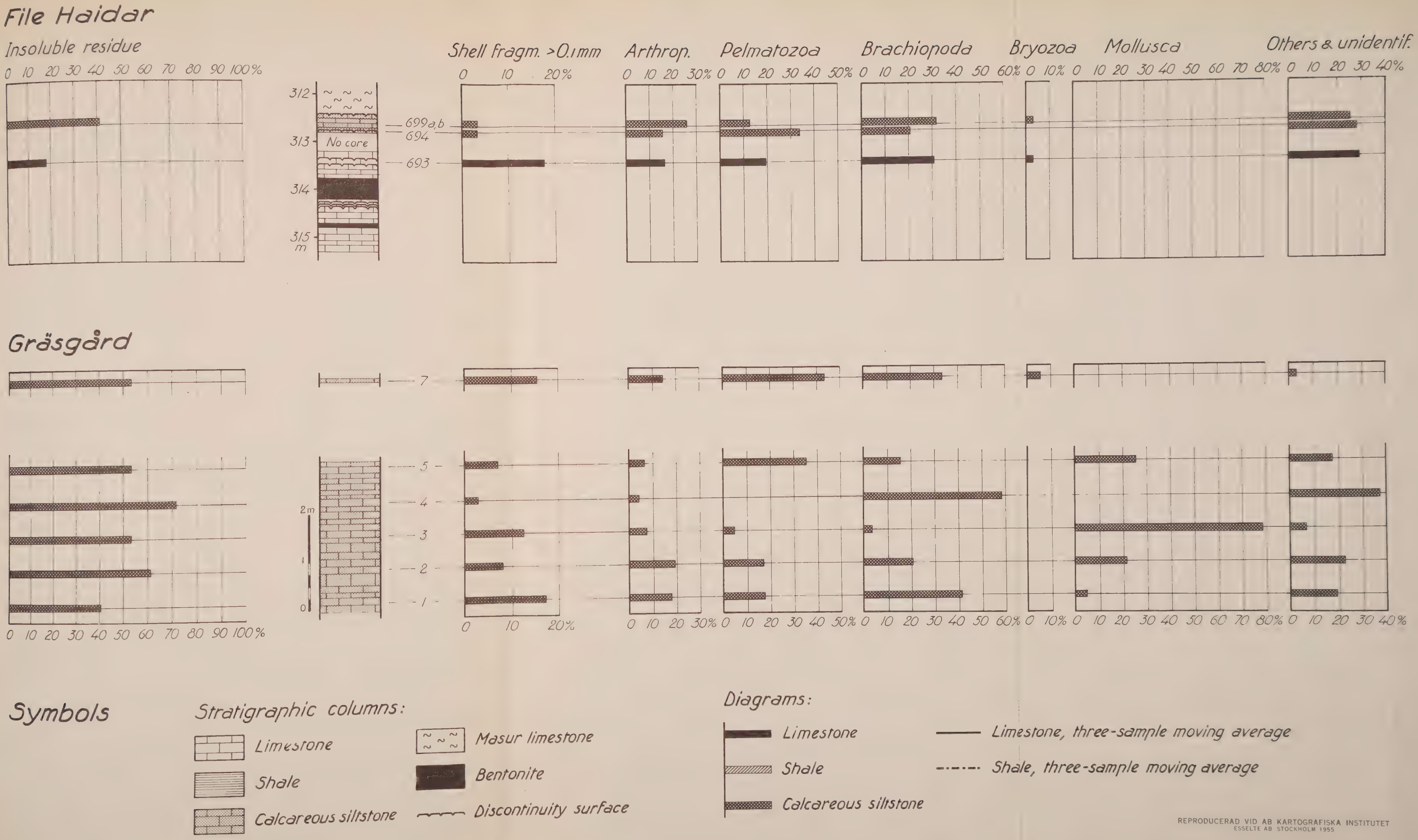
Plate IV

Stratigraphic columns at File Haidar and Gräsgård, with the vertical distribution of the examined frequencies.

Fjäcka



REPRODUCERAD VID AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET
ESSELTE AB STOCKHOLM 1955



REPRODUCERAD VID AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET
ESSELTE AB STOCKHOLM 1955

Sammenhengen mellom skifre, gneiser og eklogitter i »Nordvest-tavlen»

Av

N.-H. Kolderup

bstract. Genetic connection between schists, gneisses and eclogites in the »Northwest Block», Southern Norway.

This Block (fig. 1) is composed of gneisses, anorthosites and related rocks, quartzitic ock, and phyllites and green schists. The latter group is of Cambro-Silurian age. The Block s framed by the Central folding trough to the east, by arc-like synclines of Cambro-Devonian series to the west.

The gneisses, and the other crystalline rocks between the arc-like synclines are evidently roducts of one or more granitizations. Granitic or granodioritic material has penetrated nto the schists, and transformed them into gneisses, locally into typical migmatites. There seems to be a transitition from green schists in the synclines over hornblende chists, garnetiferous hornblende schists and amphibolites to eclogites. The formation f garnet is evidently connected with granodioritic (trondhjemitic) intrusions. The eclogites ccur in the zone of granitization. The rocks of the bodies of eclogites, occuring in gneisses, owever, do not correspond with the surrounding gneisses as to mineral facies. If the neisses originally had a composition, corresponding to the facies of the eclogites, and his later was altered into the actual composition during a low temperature metamorphism, he clogite bodies might be relics that had escaped this metamorphism. The occurence of marginal zones of amphibolitization in the eclogite bodies seems to confirm this hy-othesis, but additional proofs are wanted.

På de eldre geologiske kart, både N. G. U.'s av 1878 (Kjerulf) og av 1915 (Werenskiold), såvelsom Norden-kartet av 1936 (Gavelin og Magnusson), er »Nordvest-tavlen» i Syd-Norge avsatt som grunnfjell. På det siste kart over Norge 1954 (Holtedahl) er det ikke tatt et definitivt standpunkt til alderen av området, men det er gitt en antydning i ordene: »Strukturen helt eller delvis kaledonsk.»

Den sydlige del av tavlen, i Hordaland og i Sogn og Fjordane fylker, stöter i öst til foldningsgröftens lagserier, med fyllitt som det underste edd i serien. I vest grenser den til kystbuene av kambro-siluriske bergarter, med devonske konglomerater og sandsteiner överst i lagserien. Det er da en oppgave å ta opp til revisjon grenseforholdene mellom kambro-silurbuene og de underliggende bergarter, og söke å finne ut om det fins virkelige formasjonsgrenser, eller om det er overganger som kan tyde på slektskap mellom buenes bergarter og det formodede grunnfjell under.

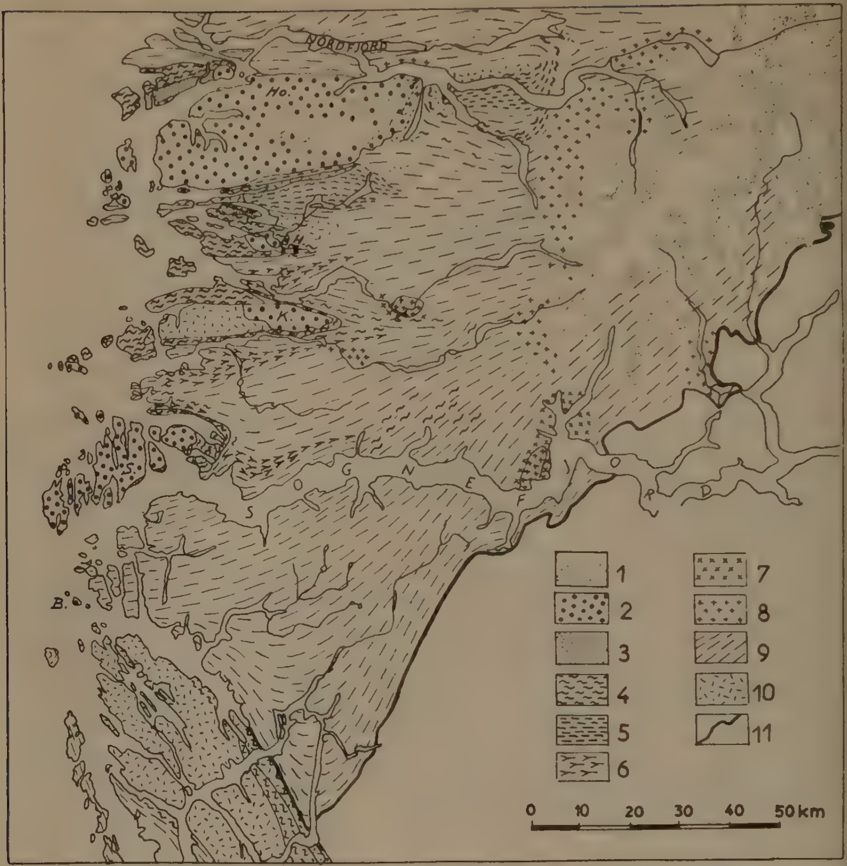


Fig. 1. Oversikt over »Nordvest-tavlen» i Hordaland fylke og Sogn og Fjordane fylke. 1. Bre 2. Devon 3. Trondhjemitt 4. Glimmerskifer 5. Grönnskifer 6. Amfibolitt 7. Migmatitt 8. Granitt og öyegranitt 9. Gneis 10. Bergen-Jotun-bergarter 11. Grensen mellom »Nordvest-tavlen» og foldningsgröften — Bergensbuene.
Ho = Hornelens devonfelt, H = Håsteinens devonfelt, K = Kvamshestens devonfelt, S = Solunds devonfelt, B = Byrknesöyenes devonfelt.

Nordvesttavlens bergarter kan grupperes i fire hovedgrupper:

1. Gneiser, granittiske eller granodiorittiske, med mer massive, granittiske partier, og med migmatitter.
2. Större og mindre partier av anorthositter, eklogitter og peridotitter med beslektede bergarter i forskjellige facies.
3. Kvartsittiske skifre, kvartsrike gneiser o. l.
4. Fyllitter og grönnskifre i striper eller mindre områder.

Den förste gruppen dominerer i mengde. Bare den siste gruppes alder tör være noenlunde sikker, nemlig kambro-silurisk.

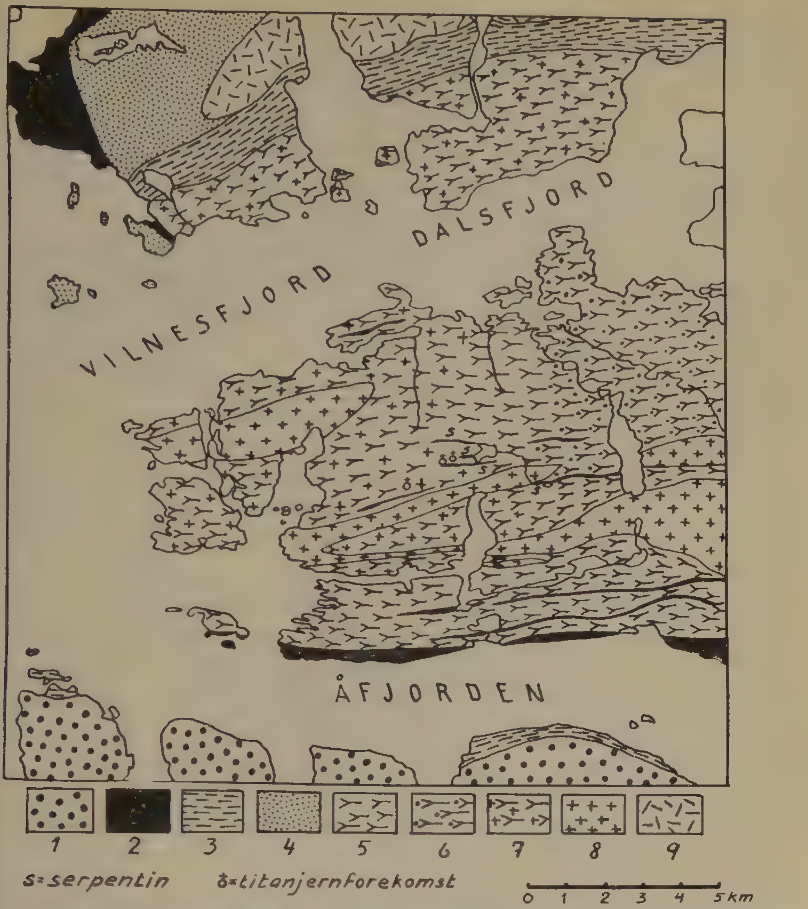


Fig. 2. Oversikt over ströket mellom Solunds devonfelt (i syd) og Kvamshestens devonfelt (nord for kartrammen).

. Devon 2. Glimmerskifer 3. Grönnskifer 4. Kvartsitt 5. Amfibolitt 6. Granatamfibolitt, kslogitt i öst. 7. Amfibolitt med granittårer 8. Granittiske bergarter 9. Bergen-Jotun-ergarter.

Det er ikke funnet noen diskordans mellom kambro-silurbuenes ergarter og deres underlag. Derimot er det diskordans mellom foldingsgröftens fyllitt og den underliggende gneis i Luster i Sogn.

Fig. 1 gir en oversikt over fjellbygningene i området. Vi tar etter ette for oss mellomrommene mellom kambro-silurbuene og begynner i yd.

Solund-Kvamshesten

Hyllestadbuen har nordligst glimmerskifre, gjerne med rikelig granat g disthen. Denne skifersonen stöter opp til basiske bergarter. Nærmest grensen er det amfibolitter, men det fins, ikke så langt borte, partier av kulegabbro med pyroxen. Amfibolittene innesluttet större og mindre striper av granatglimmerskifer, og rundt disse stripene er amfibolittene granatrike. Amfibolittene nærmest grensen mot selve buen har årer og striper av trondhjemitt, noe lenger borte hvite öyner av sur plagioklas. Disse avlöses lenger fra grensen av röde mikroklin-öyner, og etterhvert finner vi tiltagende mengder av mikroklin, kvarts og glimmer, så det blir öyegneiser, granittgneiser og lokalt temmelig massive granittiske bergarter, i årer, ganger eller mindre massiver. Disse gangene og årene kan gjennomsette amfibolittene slik at vi må kalle komplekset en migmatitt, særlig nordover mot underlaget for Kvamhestens devonfelt.

Det er naturlig å tyde det slik, at trondhjemitten, som fins i et större massiv i de sentrale deler av Hyllestadbuen, og som har påvirket granat-disthen-skifrene, den har også gitt opphav til årer og öyner i amfibolittene. Noe lenger borte fra buen har det funnet sted en granittisering. Hvis amfibolittene er kambro-siluriske, er selvsagt granittiseringen ikke eldre enn kaledon, og gneisene, migmatittene og granittene her altså heller ikke prekambriske.

Fölger vi amfibolittene lenger östover, finner vi at granatmengden tiltar meget sterkt. I strökene rundt Gjölangerfjorden er det særlig meget, og særlig store granatkrystaller. Lokalt er det ikke hornblende, men pyroxen i bergarten, så bergarten blir eklogittisk. Dette tyder på at eklogitten her er opstått i dypere nivåer som sluttledd i en omvandling. Utgangsmaterialet har vært basalt, gabbro eller begge deler.

Kvamshesten — Håsteinen

Kvamshestens devon hviler på et skiferunderlag hvis underste ledd på nordsiden er grönnskifer. Den stöter i nord til en öyebergart hvis grunnmasse nærmest grönnskiferen er meget lik grönnskiferens mineralselskap. Öynene er hvit, sur plagioklas. Det er således ingen grunn til å sette noen formasjonsgrense mellom disse to typer av bergarter. Går vi videre nordover, kommer vi over i grönnskifer som er gjennomsatt på kryss og tvers av hvite årer av trondhjemitt, og såvel grönnskiferen som trondhjemitten har meget granat. Mens grönnskiferen i devonens underlag vesentlig er i grönnskiferfacies, med kloritt, epidot og albitt, er den granatförende grönnskifer i en höyere facies, med grönne hornblender. Noen steder i komplekset av grönnskifer med trondhjemittårer er det tunge, harde og mörke klumper av granatamfibolitt med en mörkere grönn hornblende.

Også her möter vi granittiseringsprodukter når vi går östover. Det er ikke en sammenhengende front av granittisering, men man möter

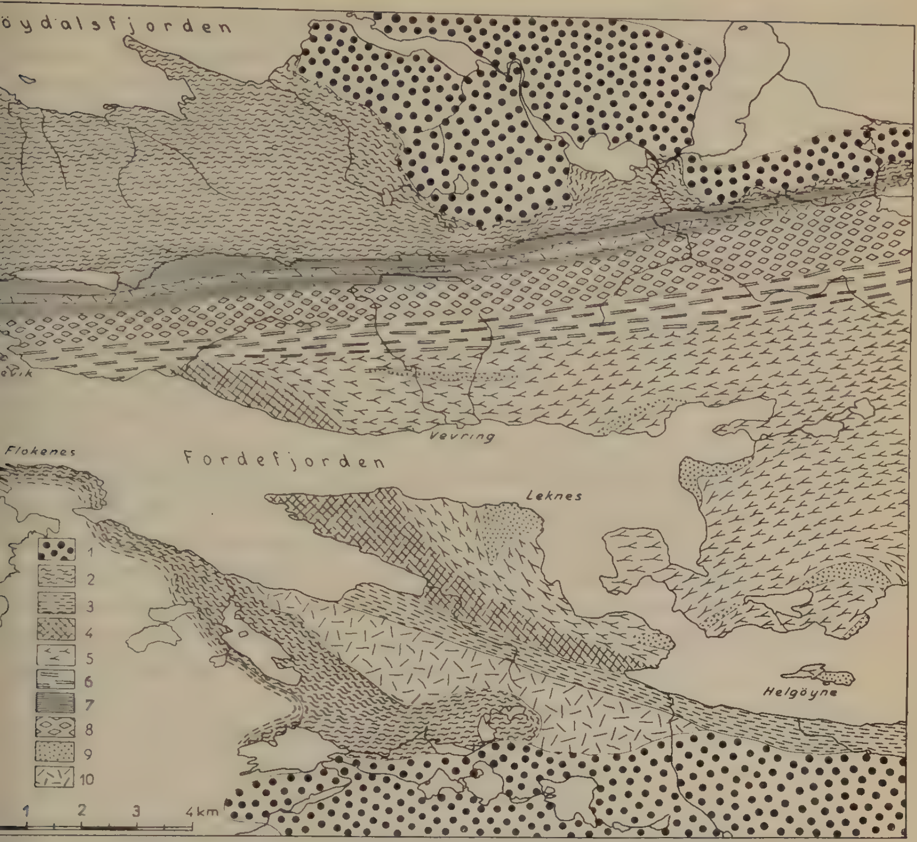


Fig. 3. Oversikt over ströket mellom Kvamshestens devonfelt (i syd) og Håsteinens devonfelt (i nord).

1. Devon 2. Glimmerskifer 3. Grönnskifer 4. Grönnskifer med trondhjemittintrusjoner 5. Amfibolitt, granatamfibolitt og eklogitt (i öst). 6. Grå gneiser 7. Finkornet, grålig glimmergneis 8. Öyegneis 9. Granittiske bergarter 10. Bergen-Jotun-bergarter.

först kiler eller fremstikkende partier, som så etter hvert går over i et noenlunde samlet gneisområde lenger östover. Det er flere steder öyegneis som representerer det ytterste av granittiseringen, og her har mikroklinöynene vokset inn i de basiske bergartene, som her er blitt amfibolitter eller granatamfibolitter. I disse granatamfibolitter er det partier hvor hornblenden er erstattet med pyroxen, så vi også her får eklogittiske partier.

Östover langs Fördefjorden, mellom Kvamshesten og Håsteinen, tar de surere bergarter etter hvert helt overhånd. Vi finner mest gneiser, lokalt mer massive granittiske bergarter og noen migmatitter, hvor det er basiske bergarter som representerer den eldre komponent i materialet. Disse basiske bergarter er amfibolitter i forskjellige facies. Men dessuten finner vi to klumper, flere hundre meter lange, av massiv eklogitt som ikke lar seg skille fra eklogittene fra de klassiske områder lenger nord.

Vi finner altså her, idet vi går nord- og östover fra de utvilsomme kambro-siluriske skifre, en facies-stigning fra grönnskifer over amfibolitt-granatamfibolitt til eklogitt. Men vi finner ikke den tilsvarende stigning i gneisene og granittene. De förer over alt glimmer- og epidotmineraler. Det vil si at det er ingen umiddelbar sammenheng mellom granittiseringen og dannelsen av eklogitter.

Går vi fra Håsteinens devonfelt sydover, finner vi glimmerskifer, uten granat, men med svært meget kvarts, som det underste i den utvilsomme kambro-silur. Den går over i en sone som vesentlig har finkornet, grålig glimmergneis, men som også omfatter striper og partier av muskovitt-skifer eller granat-muskovittskifer. Alt tyder på at muskovittskifrene og glimmergneisen er samme materiale i forskjellig facies. Videre sydover går denne finkornede glimmergneisen over i en strukken, mörk, glimmerrik öyegneis med mikroklinöyner eller -porfyroblaster, vel krystalliserte og gjerne 5 cm store. Disse öynene minsker i störrelse ettersom vi nærmer oss de amfibolittene som er omtalt för.

Gjennom sonen av finkornet glimmergneis går i strökretningen en stripe av saussuritt-anorthositt og -amfibolitt.

Håsteinen-Hornelen

Forholdene i mellomrommet mellom disse to er ikke så lett å studere. Terrenget er skåret gjennom av to fjorder, så det er vanskelig å få et helhetsbillede. Videre kommer större masser av anorthositt og beslektede bergarter inn, og et stort kompleks av kvartsitt og glimmerskifer har tidligere vært ansett som eldre enn kambro-silur. Det svære Hornelens devonfelt hviler også på forskjellige bergarter, grönnskifer i vest, kvartsitt i syd, men ellers på gneis.

Etter at Gloppen-antiklinalen (NHK 1950) med dens utvilsomt kambro-siluriske lagfölge av glimmerskifre, kvartsitter og Bergen-Jotun-bergarter er blitt kjent, er det vel rimelig å gå ut fra at Gloppen-antiklinalens bergarter, og de tilsvarende bergarter mellom Håsteinen og Hornelen bör sidestilles i alder, og at vi må oppgi tanken på at vi her har for oss eldre komplekser.

Grensene mellom glimmerskifer, kvartsitt og anorthositt innbyrdes er som regel skarpe og tydelige, og det er vanlig at det er foregått bevegelser etter dem. Det kan i mange tilfeller konstateres at det er en intrikat innfoldning av den ene bergart i den annen. Der hvor disse bergarter grenser mot gneiser, er forholdet et annet. Her er det overganger, som begynner med at feltspatmengden vokser. I anorthosittene, og de amfibolitter som er forbundet med dem, opptrer det gjerne röde öyner eller årer av kalifeltspat, og disse anorthositter eller amfibolitter med öyner går så jevnt over i lyse eller mörke öyegneiser. Det samme forhold er iakttatt når det gjelder overgangen kvartsitt—gneis, men öyegneis-strukturen er her som regel mindre fremtredende. Dette tyder altså på at gneisene er produkter av en eller flere granittiseringsprosesser, dannet av de opprinnelige bergarter ved tilförsel av granittisk, granodiorittisk eller trondhjemittisk materiale.

Strökene mellom kystbuene og foldningsgröften

Fölger vi Sognefjorden fra Hyllestadbuens kambro-silur i vest til foldningsgröften i öst, reiser vi gjennom et område av gneiser og granitter, men det fins större og mindre striper av fyllitt eller kvartsskifer praktisk talt hele veien. Det er bare hvor det forekommer massive granittiske bergarter, i ströket omkring Balestrand, at slike striper ikke er funnet. Disse skiferstriper ligger inne i gneisene, og bærer preg av å være relikter som har overlevet granittiseringen.

Massive, jevnkornede granitter eller öyegranitter forekommer nok i mindre massiver nær kystbuene. Et særlig typisk massiv fins ved den indre ende av Dalsfjorden, den som går langs sydsiden av Kvamshestens devonfelt. Men större masser fins först og fremst lenger öst, rundt om Jostedalsbreen. Dette bör kunne oppfattes slik at strökene rundt Jostedalsbreen hörer til et dypere nivå, hvor granittiseringen er kommet så langt at de opprinnelige skifre er helt forsvunnet, mens vi finner relikter lenger vest. De skifre som nu ligger som underlag under devonfeltene, har ligget så höyt at granittiseringen ikke har nådd dem. Det kan også ligge nær å oppfatte trondhjemittinjeksjonene i skifrene, med dannelse av granat eller plagioklas-porfyroblaster, som en övre forlöper for granittiseringen i de dypere horisonter.

Hvis vi oppfatter de forskjellige gneiser, migmatitter og granittiske bergarter som granittiseringsprodukter av de opprinnelige skifre, stöter vi ikke på noen vanskeligheter av feltgeologisk art. En slik oppfatning er i god overensstemmelse med observasjonene. Det er heller ikke noen avgjörende forskjell i mineral-facies på gneisene, granittene og skifrene.

Forsöker vi å betrakte eklogittene som derivater av kambro-siluriske skifre eller kaledonske eruptiver, blir det noe mer komplisert. Den tidligere oppfatning, at eklogittene er eruptiver som er störknet noenlunde i sin nuværende form, lar seg vel vanskelig opprettholde i dag. At eklogittene skulle være yngre eruptiver, som er störknet i klumper som gabbrobergarter, og deretter metamorfosert til eklogitter, stöter på den innvending at en slik metamorfose neppe kan innskrenke seg til eklogittklumpene, men også måtte etterlate spor i de omgivende bergarter. Gneisene omkring burde da være i noenlunde samme facies. Og hvis vi, med stötte av observasjonene fra strökene mellom Solund—Kvamshesten, og Kvamshesten—Håsteinen, forsöker å oppfatte eklogittene som metamorfe derivater av kaledonske amfibolitter (basalter eller gabbroer), metamorfosert på större dyp, stöter vi på den samme innvending. De omgivende gneiser må også ha befunnet seg på samme dyp og burde fölgelig være i noenlunde samme facies som eklogittene, hva de absolutt ikke er.

Oppfatningen av eklogittene som slike metamorfe derivater kan dog opprettholdes, hvis det kan tenkes at de omgivende gneiser en gang har vært i samme facies som eklogittene, men senere er blitt overfört til sin nuværende mineralfacies ved en ny metamorfose eller granittisering. Det er, med vårt nuværende kjennskap til gneisene, intet til hinder for å tenke seg flere bölger av granittisering. Det kan vel tenkes at de tallrike pegmatittiske slirer og årer kan være rester etter en slik prosess, som altså har foregått relativt kaldt. Når mange eklogitter har randsoner av eklogitt-amfibolitt eller amfibolitt, og det dessuten fins eklogittliknende mindre klumper, f. eks. syd for Solund, som består av amfibolitt eller granatamfibolitt, kan dette tas som et tegn på at en slik lavtemperaturmetamorfose, eventuelt som fölge av granittisering, har gått til angrep på eklogittene, men ikke formådd å besette det indre av de större eklogittklumpene. Det meste av gneisområdet med eklogittene skulle da være relikter som har unngått granittiseringens siste, lavtemperatur-fase. Men eiendommelig er det at det da ikke er funnet relikter av gneis eller granitt i en facies som korresponderer med eklogittens facies.

A kaolinized fault zone in gneiss at Letafors, northern Vermland

By

PONTUS LJUNGGREN

Abstract. An argillized zone, ten metres wide, was discovered at tunnel workings in gneiss at a depth of about 100 metres. The argillized rocks have been examined microscopically and by means of differential thermal analysis and X-ray powder analysis, revealing the dominance of kaolinite and quartz together with biotite, partly chloritized. Small remnants of microcline are still to be seen. Slip faces in the kaolinized rocks have often a thin coating of montmorillonite. The age of the kaolinization is discussed.

Introduction

In the summer of 1953 during boring and blasting for an underground power plant east of Letafors in northern Vermland (cf. Fig. 1), a zone was encountered in one of the tunnels at a depth of about 100 metres where the rocks were completely altered into an argillitic mass. This mass flowed out with the drilling water. The width of this zone in the direction of the tunnel line was as great as 18 metres, and the thickness of the zone was 10—12 metres. The macroscopic texture of the altered gneisses is preserved (cf. Fig. 2) but there are a large number of slip faces. This apparently solid rock was so rotten that it could be excavated with spades. At first there were inserted a number of iron beams in the roof and the walls, but these were pressed down by overlying loose rock masses and a complete reinforced concreting had to be carried out.

It became apparent at the geological examination that the tunnel at this point cut a fault zone, which could be seen in the terrain as a narrow depression which it was possible to follow over a distance of more than one kilometre, and perhaps as much as five kilometres. At this point in the tunnel the bedrock consists of medium- to fine-grained gneisses ("iron-gneisses") of varying basicity, often wird a rapid interstratification of more acid and more basic layers. Near to the fault zone the colour of the darker gneisses is almost entirely due to the presence of biotite; hornblende is more sparse.

It is known from other tunnel workings that the presence of argillized zones (a term proposed by T. S. Lovering in 1941) may necessitate con-

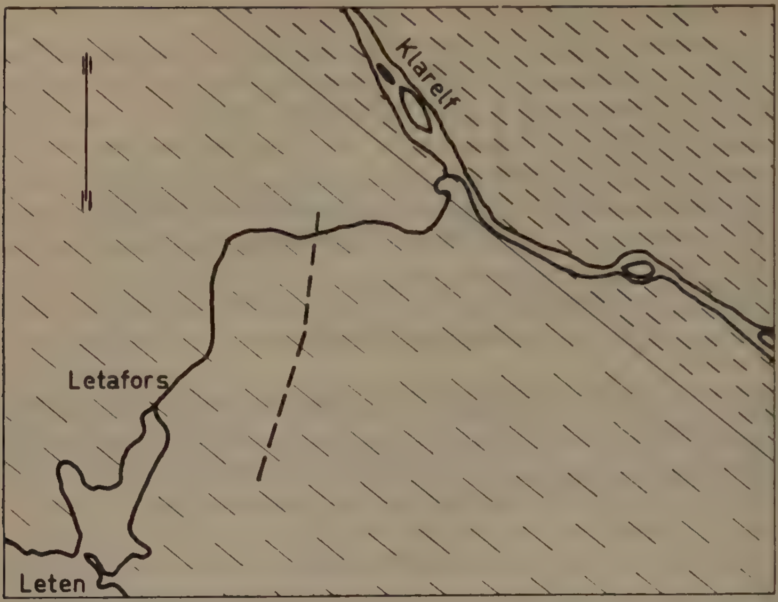


Fig. 1. Site of the argillized zone east of Letafors, northern Vermland. — Sparse hatching = "iron-gneisses", close hatching = gneissic border of the Filipstad granite region. Scale 1 : 100 000.

För publicering godkänd i rikets allmänna kartverk den 27 maj 1955.

siderable reinforcements *if* the clay minerals belong to the montmorillonite group (cf. H. v. Eckermann, 1954). An examination was therefore carried out at the Geological Institution of Gothenburg of the mineralogical composition of the "rotten rocks" of this argillized zone, and the results are given in the following pages.

Mineralogical examination of the argillized rocks

The texture of the "rotten rocks" within the fault zone is so well preserved in some parts free from slip faces that the present rocks can be classified according to the surrounding unaffected rock types. At least three different rocks can be distinguished. The most acid one is a reddish and small-grained gneiss consisting of quartz, microcline, and a little plagioclase, whereas biotite is almost absent. The next two varieties are small-grained and fairly rich in biotite; the one is even-grained and the other has small phenocrysts of plagioclase (2—3 mm). Both of these two last-mentioned rocks have about the same percentage

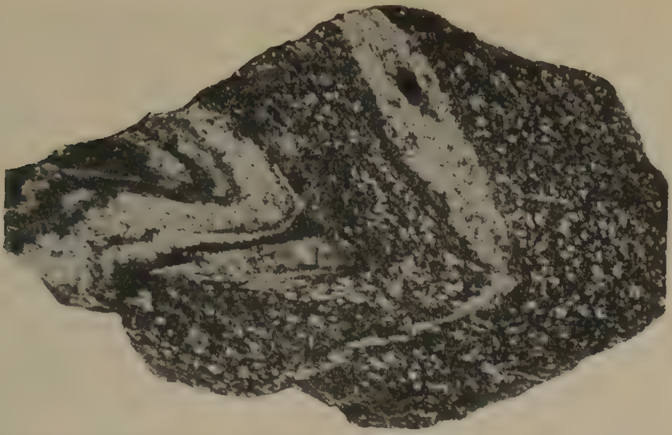


Fig. 2. Kaolinized biotite-rich gneiss from Letafors. The rock is quite argillized but the original texture has been preserved intact. White = kaolinite, grayish = quartz, dark coloured = biotite and chlorite. Scale 1 : 2.

of plagioclase as of microcline. The biotite-rich gneisses have retained their dark colour even after the alteration (cf. Fig. 2) whereas the gneisses with only a small percentage of biotite have got quite a white colour.

Some specimens of the different rocks from the argillized zone have been examined microscopically and by the aid of differential thermal analysis and X-ray powder analysis. The equipment for the thermal analysis was a self-recording apparatus built after the design of Dr. E. Eriksson at the Agricultural College of Sweden. The curves obtained are given in Fig. 3.

The first rock examined is of a white colour. The white powder was separated from the coarser grains by sieving and thermal analysis carried out, cf. curve No. 1. This curve shows one endothermic peak at 570°C and one exothermic peak at 970°C, *i. e.* reactions typical of kaolinite (cf. A. P. I. Research Project 49, No. 3, Figs 5—7). No other minerals are to be seen from this curve. The next curve, No. 2, represents the same rock as that of No. 1 but in this case the total sample has been ground. In this curve there is one additional endothermic peak, at 575°C, representing the change of α-quartz into β-quartz.

This kaolinized rock was examined microscopically and it was shown to consist of small grains of quartz in a very fine-grained, almost isotropic mass of kaolinite. There are also some grains of microcline, remnants from the pre-kaolinization stage. The small microcline remnants are quite unaltered, having irregular outlines, and it is evident that the kaolinization of this mineral has taken place from the edges, as there is

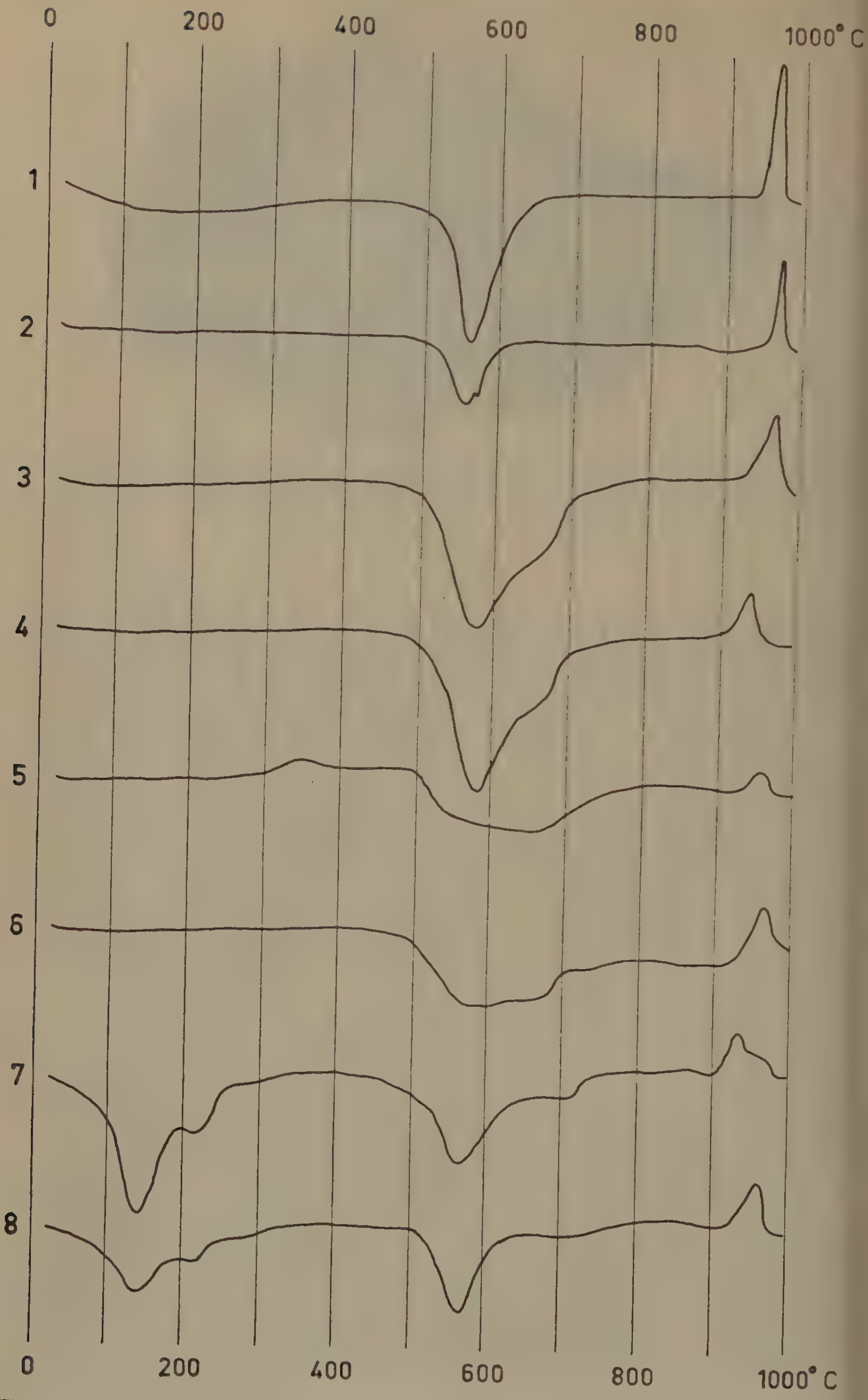


Fig. 3. Differential thermal analyses of rocks from the argillized zone at Letafors, northern Vermland. For explanation, cf. the text.

no sign of any introductory decomposition in the central parts of the grains. However, there are a few microclines which have apparently been perthitic, but the albitic veins are now completely changed into a fine-grained mass of kaolinite. Plagioclases have not been met with n the slides of this rock. There are some streaks of a light yellowish amorphous mass, probably representing an alteration product of titanite, a mineral frequently occurring in the unaltered gneisses. Biotite, muscovite, apatite, and zircon have not been observed in the microscopic slides of the kaolinized gneiss.

The percentage of kaolinite in this rock has been determined by washing away the clay mineral substance and weighing the residue, consisting almost entirely of quartz. The value thus obtained was 61 % kaolinite.

One X-ray powder photograph of the white kaolinized gneiss revealed the patterns of kaolinite (cf. A. P. I. Research Project 49, No. 7, pp. 4—5) and quartz. There could not be detected any lines belonging to sericite (cf. R. H. Sales and C. Meyer, 1948).

Analyses Nos 3 and 4 were carried out upon crushed and ground samples of the biotite-rich argillized gneiss. The peaks of kaolinite dominate also in these curves. There is however one additional endothermic reaction, taking place at a temperature of 650°C, *i. e.* about 70—80°C above the temperature of the endothermic peak of kaolinite. No endothermic peaks are to be seen below 400°C and thus montmorillonite or illite cannot be the cause of this deflection of the curves. It appears from the microscopic examination of the rock, however, that the biotite has suffered a considerable change into chlorite (cf. Fig. 4) and this mineral probably caused the peak at 650°C (cf. W. F. Bradley and R. E. Grim, p. 201, 1951).

The two varieties of the biotite-rich rotten rocks have been subjected to microscopic examination. Quartz is the main mineral to be seen n these rocks as in the white kaolinitic gneiss. There are a few microclines, remnants from the pre-kaolinitic stage, but it is evident that the greatest part of them has completely changed into kaolinite. No plagioclases are to be seen in the slides. The biotite ($n_{\beta Na} = 1.660$, 2V(—) zero, α yellowish brown, γ dark brown) has changed to about 50 % nto chlorite, as mentioned above. The chloritization has taken place chiefly along the edges of the flakes but also following cleavage planes. The brown colour of the biotite is remarkable as most of the biotites of the immediately surrounding unaltered rocks have greenish pleochroism. This change of colour is due not only to the presence of small grains of ferric oxide in the altered biotites but also probably to a change in chemical composition under hydrothermal conditions. The chlorite formed has the following optical properties: $n_{\beta Na} = 1.578$, $2V(-) = 20°$, $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.004$, pointing to (—) penninite (A. N. and H. Winchell, p. 384, 1951).

Some samples of kaolinized gneiss rich in biotite were crushed and small biotite flakes carefully picked out under the microscope. Two differential thermal analyses were carried out on these biotites, and the curves are given as Nos 5 and 6 in Fig. 3. These curves are similar to those of Nos 3 and 4 with one exception, the amplitudes of the kaolinite peaks are much smaller in Nos 5 and 6. It is evident that the flakes of biotite have a rather high content of chlorite. Differential thermal curves of normal biotites yield no deflections up to 1 000°C at the degree of sensitivity used here. The deflection of chlorite at 650°C, however, has become more accentuated in these two curves, Nos 5 and 6, than in Nos 3 and 4.

In the kaolinized gneiss rich in biotite there are some opaque grains made up of ferric oxide, having an intense reddish colour in reflected light. Magnetite, a characteristic mineral of the unaltered gneisses of this region, has not been observed in any of the slides of the kaolinized rocks and it is probable that it changed into ferric oxide during the process of kaolinization. Alteration products from titanite are common, being isotropic and having a yellowish colour in reflected light. There are neither any apatites nor any zircons.

There is a variety of the kaolinized biotite gneiss which has a reddish colour, and on microscopic examination this colour is seen to be due to the presence of small dots of ferric oxide in the chlorite and in the biotite as well as in the kaolinite. The biotites of this rock are more completely altered into chlorite than in the other rocks and it is evident that the iron has been leached out of the biotite and recrystallized as ferric oxide.

Quite near to the fault zone there is a biotite-rich gneiss having phenocrysts (2—3 mm) of plagioclase. This rock has also been found within the argillized zone, but the phenocrysts, still to be seen, consist entirely of kaolinite, there being no traces of any plagioclase.

Most of the biotites have been bent and split and it is evident that there have taken place some small movements within the rock pattern itself, in addition to small faults and slips. A photomicrograph of such a kaolinized rock is given as Fig. 4.

An X-ray powder photograph was also taken of a few flakes of biotite picked out of the kaolinized rock rich in biotite, and the following minerals were identified: biotite, kaolinite, quartz, and chlorite.

Within the white kaolinized gneiss there are a large number of slip faces, mostly following the strike of the argillized zone. Some of these

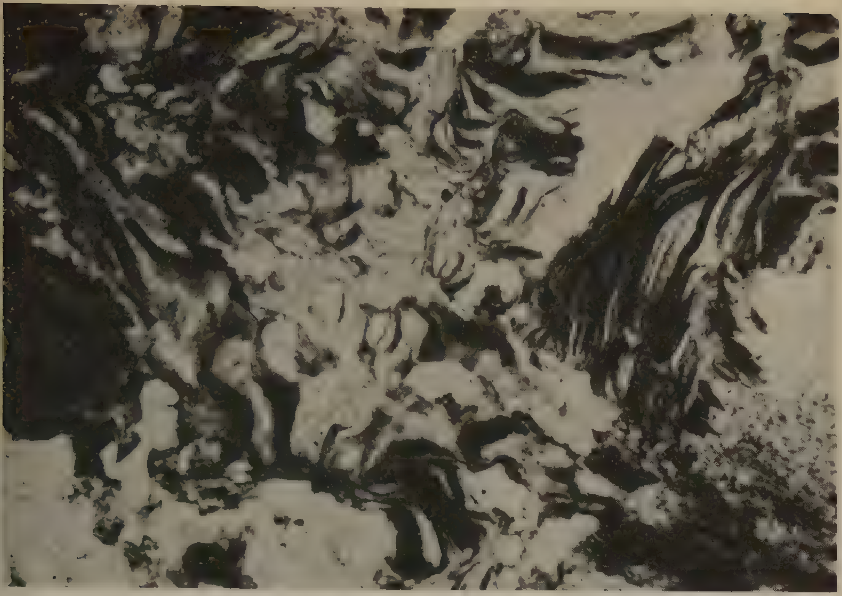


Fig. 4. Photomicrograph (without nicols) of kaolinized biotite-rich gneiss. White = kaolinite and quartz, dark = biotite, partly chloritized. Magnification 40 ×.

slip faces have got a thin coating of a light greenish yellow substance of high water content. The maximal thickness of the coating is only a few millimetres. Differential thermal analysis on these substances resulted in the curves given as Nos 7 and 8 in Fig. 3. Both curves are typical of Ca-montmorillonite (cf. A. P. I. Research Project 49, No. 3, Figs 11—16), mixed with kaolinite. After drying, this coating developed a polygonal pattern similar to mudcracks. — X-ray powder photographs of this coating revealed the presence of Ca-montmorillonite (cf. A. P. I. Research Project 49, No. 7, p. 18) and kaolinite.

The very low frequency of montmorillonite in the argillized zone and the predominance of kaolinite means that no swelling of the argillitic rock masses at the tunnel crossing is to be expected.

Origin and age of the kaolinized fault zone

The kaolinization of the fault zone east of Letafors certainly took place under hydrothermal conditions. The original rocks were small-grained gneisses of two main types, the one rich in biotite and the other almost free from this mineral. Both types were dominated by quartz and microcline together with a varying amount of plagioclase. Accessory minerals were magnetite, titanite, apatite, and zircon. The present "rotten" rocks are dominated by quartz and kaolinite. There are small remnants of microcline but nothing is seen of the former plagioclases. Biotites are still left, more or less chloritized.

Both plagioclases and microclines were transformed into kaolinite during this very intense alteration of the gneisses but it is evident that the transformation did not affect the two feldspars in the same degree. Now there are no traces of the former plagioclases, which have been completely changed into kaolinite, whereas some microclines are still to be seen as small remnants in the kaolinitic groundmass. Some microclines, previously perthitic, have been filled with kaolinite at the site of the former albitic veins. This means that the kaolinization of the plagioclases took place prior to that of the microclines. The process of kaolinization probably started quite suddenly, however, affecting both kinds of feldspar contemporaneously but being more effective in the case of the plagioclases.

The accessory minerals also suffered considerable changes during the kaolinization and most of them have quite disappeared, *inter alia* apatite and zircon. Titanite has altered into an isotropic yellowish substance, and the magnetite crystals have been replaced by irregularly formed aggregates of ferric oxide. Such a removal of magnetite and deposition of limonite under hydrothermal conditions is mentioned by P. F. Kerr et al. (p. 339, 1950) from Santa Rita, New Mexico. They also found epidote to be easily removed in connection with the breakdown of the feldspars.

R. H. Sales and C. Meyer (1948) in their study of wall rock alteration at Butte, Montana, found plagioclase to be subject to destruction prior to the breakdown of potash feldspar. The latter mineral was found as metastable remnants even in the kaolinite subzone, just as at Letafors. In the argillized zone of Butte a removal of base and alkali metals has taken place. This is also the case with the argillized zone at Letafors. The originally feldspar- and biotite-bearing gneisses have lost the ions mentioned but the reactions have not been complete. The feldspars have suffered an almost total change into kaolinite but the alteration of biotite into chlorite has not been complete, as there is still a rather high percentage of biotite to be found in some of the argillized gneisses.

It is now possible to give a certain idea of the history of the kaolinized zone from the data available. The direction of the zone coincides with the direction of one of the two main joint systems of the adjacent area and these joints are certainly older than the kaolinization. It is evident that one of the old joint lines was used in the tectonic movements which accompanied and caused the kaolinization. These tectonic movements aused a certain crushing of rocks adjacent to the primary fault face. This mechanical crushing or brecciation was not of great magnitude but t was of great importance as it opened the neighbouring rocks to the ccompanying hydrothermal solutions. These solutions attacked the minerals of the rocks, transforming the feldspars into kaolinite and the biotite into chlorite, thus involving a removal of potassium, sodium, calcium, and partly of iron and magnesium. The quartz grains were eft intact. Because of a rapid removal of the elements mentioned there did not take place any formation of montmorillonite but only of kaolinite (cf. R. E. Grim, p. 342, 1953). In this argillized zone movements also took place after the kaolinization, resulting in the development of a large number of slip faces having a strike of approximately the same direction as that of the fault zone itself. It is interesting to notice that some of these slip faces have a thin coating of montmorillonite, indicating a certain formation of clay minerals also after the main kaolinization. However, the difference between these two processes is that there was no such rapid removal of dissolved ions at this late stage and thus montmorillonite could form (cf. R. E. Grim, op. cit.). This formation of montmorillonite probably took place in connection with the latest tectonic movements of any importance which affected this argillized zone.

The strike of the gneisses in the neighbourhood of the argillized zone is N 40—55°W, with a dip varying between 60° to the southwest and 60° to the northeast. The direction of the argillized zone is N 30°E with a dip of 45—60° to the northwest. A few metres from the argillized zone there are a few minor fault zones of the same direction as that of the wide zone. In the neighbourhood of Letafors there are two main joint systems, the one in N 30°E, vertical dip, and the other following the schistosity of the gneisses. It is thus evident that the argillized zone follows one of the two main joint systems but that it has a less steep dip.

The boundary between the gneiss region of southwestern Sweden and the Filipstad granite region runs along the western side of the Klarelf valley (cf. Fig. 1). N. H. Magnusson mentions (p. 83, 1949) that this boundary zone developed contemporaneously with the formation of the western gneisses (during the Gothian period), but he considers some block movements to have taken place later along this boundary in such a way that the gneiss block was sunk in under the eastern granitic block through an underthrust (p. 223, 1937; p. 84, 1949). This underthrust was probably connected with the overthrusts affecting the Dal formation (N. H. Magnusson, p. 9, 1933) and taking place in late Jatulian time (W. Larsson, p. 336, 1947) (cf. also P. Ljunggren, pp. 106—110, 1954). It is also of interest to notice the tectonic movements along the western border of the Jotnian sandstones in western Dalecarlia (H. Olivecrona, 1920; A. Sandell, 1944), which have the same direction as those mentioned above. Caledonian tectonic movements on a large scale took place within areas not far from northern Vermland, and adjacent parts of western Sweden were certainly also affected. A tectonization contemporaneous with those of Permian age within the Oslo region has also been met with in some parts of southern and western Sweden (S. Hjelmqvist, 1939; A. Sandell, 1941). W. Larsson (1947) mentions a kaolinized zone at Egesknatten in Dalsland, and points to a possible relation with other kaolinizations in Fennoscandia of Mesozoic age.

An examination of the bedrock on both sides of the Klarelf valley has revealed that there are no great differences between the directions of the two main joint systems on the eastern and on the western side of this tectonic boundary, and it is probable that the present joint system at Letafors is post-Jatulian but pre-Permian. The kaolinization may have taken place in connection with the intense tectonic activity of Permian age within the Oslo region.

References

A. P. I. Research Project 49. — New York 1951.

Bradley, W. F. and Grim, R. E., 1951: High temperature thermal effects of clay and related materials. — Am. Min. 36: 182—201.

Eckermann, H. von, 1954: Montmorillonitbildningen i gnejs vid Bergeforsen. — Geol. Fören. Förh. 76: 334.

Grim, R. E., 1953: Clay mineralogy. — New York.

Hjelmqvist, S., 1939: Some post-Silurian dykes in Scania and problems suggested by them. — Sv. Geol. Unders. Ser. C, No. 430.

Kerr, P. F., Kulp, J. L., Patterson, C. M. and Wright, R. J., 1950: Hydrothermal alteration at Santa Rita, New Mexico. — Bull. Geol. Soc. America 61: 275—347.

Larsson, W., 1947: Några resultat av berggrundsgeologiska studier inom Dalformationens norra gränsområde. — Geol. Fören. Förh. 69: 321—336.

Ljunggren, P., 1954: The region of Hålia in Dalecarlia, Sweden. An investigation of regional transformations leading to meta-sediments and igneous-looking rocks. — Göteborg.

Lovering, T. S., 1941: The origin of the tungsten ores of Boulder County, Colorado. — Econ. Geol. 36: 229—279.

Magnusson, N. H., 1933: Beskrivning till kartbladet Karlstad. Berggrunden. — Sv. Geol. Unders. Ser. Aa, No. 174.

Magnusson, N. H., 1937: Den centralvärmländska mylonitzonen och dess fortsättning i Norge. — Geol. Fören. Förh. 59: 205—228.

Magnusson, N. H., Granlund, E. and Lundqvist, G., 1949: Sveriges geologi. — Stockholm.

Olivecrona, H., 1920: Om Västerdalarnas sandstensformation och dess tektonik. — Geol. Fören. Förh. 42: 323—362.

Sales, R. H. and Meyer, C., 1948: Wall rock alteration at Butte, Montana. — Am. Inst. Mining Met. Engrs. Tech. Pub. 2400.

Sandell, A., 1941: Tektonik och morfologi inom Dalformationen med omgivande urbergsterräng. — Lund.

Sandell, A., 1944: Landschaftsstudien innerhalb des südöstlichen Randgebietes des Dalasandsteingebietes. — Sv. Geogr. Årsbok 20: 174—207.

Winchell, A. N. and H., 1951: Elements of optical mineralogy. Part. II. Fourth edition. — New York.

Some microstructures in jasper from the Långban Mine, Sweden

By

OTTO BROTZEN

Abstract. In jasper from Långban, Sweden, a number of small structural details such as stratification, ellipsoidal bodies, shrinkage cracks, growth stages of quartz crystals and metasomatic replacement by hematite are met, and described and depicted. An analysis of the order of formation and an interpretation of the details are given. It is concluded that the Långban iron deposit is of sedimentary origin. An ultimate volcanic source of the iron and silica is discussed.

The photographs illustrating this paper show some features in a sample of deep red jasper, which had been collected in 1953 on the dumps of the Långban mine by Mr. G. Lindgren. The microstructures were noticed and their possible genetical significance was realized while watching Mr. Lindgren polish a piece of the jasper, and my most sincere thanks are due to him for placing a slab of it at my disposal. I also wish to thank Professor O. H. Ödman for valuable references to pertinent literature.

The Långban Deposit

A detailed description of the ores of the Långban Mine has been given by N. H. Magnusson (1930). The deposit comprises iron ores and oxidic manganese ores. These two kinds of ore are never found mixed, but characteristically occur in separate ore-bodies in a dolomite. The iron ores show a kind of zoning, having central cores of hematite and jasper, whereas the outer parts are made up of magnetite and skarn minerals. t is believed that the magnetite ore formed by reaction of the hematite-asper ore with the surrounding dolomite, the hematite-jasper ore itself hus representing the original nature of the deposit. In all probability he jasper here to be described belongs to such a central core.

It must also be mentioned that the Långban deposit is famous for its mineralogical richness. It has for long attracted the interest of minera-ogists. In many respects the mineralogy resembles that of Franklin Furnace, New Jersey (Geijer 1926, Palache 1929). The minerals have been divided into several paragenetical groups, which in turn have been correlated with different stages of the complex geological history of the deposit, i. e. the stage of primary deposition, the stage of skarn-formation and the stage of formation of mineral vugs and fracture-fillings (Aminoff 1918, Magnusson 1924).

Methods of observation

The image of the structures within the jasper is formed by the light scattered by the dispersed hematite pigment. Consequently it is best observed in reflected light. In order to reduce fogging due to surface reflections, the illumination must be inclined and the surface of the jasper highly polished. Additional definition is obtained if the specimen is immersed in a liquid.

At high magnifications the individual grains of the hematite pigment become visible and the definition of the structures in the jasper apparently decreases owing to the cloudy nature of the pigmentation. Best results are obtained with optical systems involving low-power objectives, owing to their greater depth of focus. The photographs here given were made on panchromatic plates.

Description of the jasper

The general appearance of the jasper is shown on photographs figs. 1 and 2, plates V and VI. The colour is a deep and bright red. Where no other heterogeneities are seen a faint banding can be observed, fig. 3 plate VII.

Parallel to this banding run two broad, almost black bands and, like pearls on a string, a great number of small, dark ellipsoidal bodies.

At higher magnification, fig. 4, plate VII, the broad dark bands are seen to be made up of layer-like accumulations of those ellipsoidal bodies. These retain their individual outlines near the margins of the dark bands, but coalesce toward the interior. Some thin, black layers can be seen within the dark bands, these layers are made up of hematite and clear silica.

Examples of the ellipsoidal bodies are seen on fig. 5, plate VIII, and on figs. 6 and 7. Generally there is found a core of fine-grained hematite and clear silica, the core as well as the body itself may be simple or multiple. The bodies are made up of a great number of small, irregular tufts of very strongly coloured jasper separated by thin layers of clear silica. Such clear silica, which appears black in the photographs, is also found delimiting the bodies from their surroundings. A diffuse concentric zoning may sometimes be seen in the bodies, fig. 6.

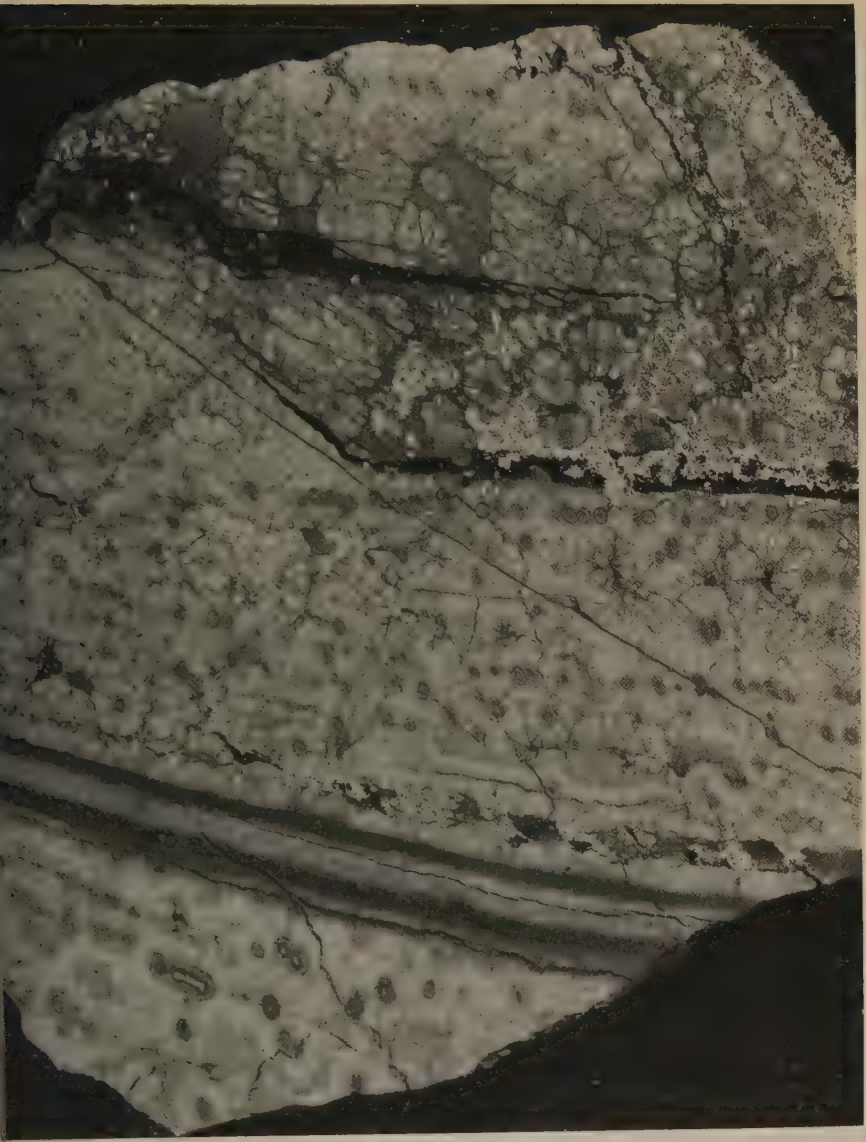


Fig. 1. Mag. 2,5 x. General appearance of the slab of jasper I. Contrast exaggerated.

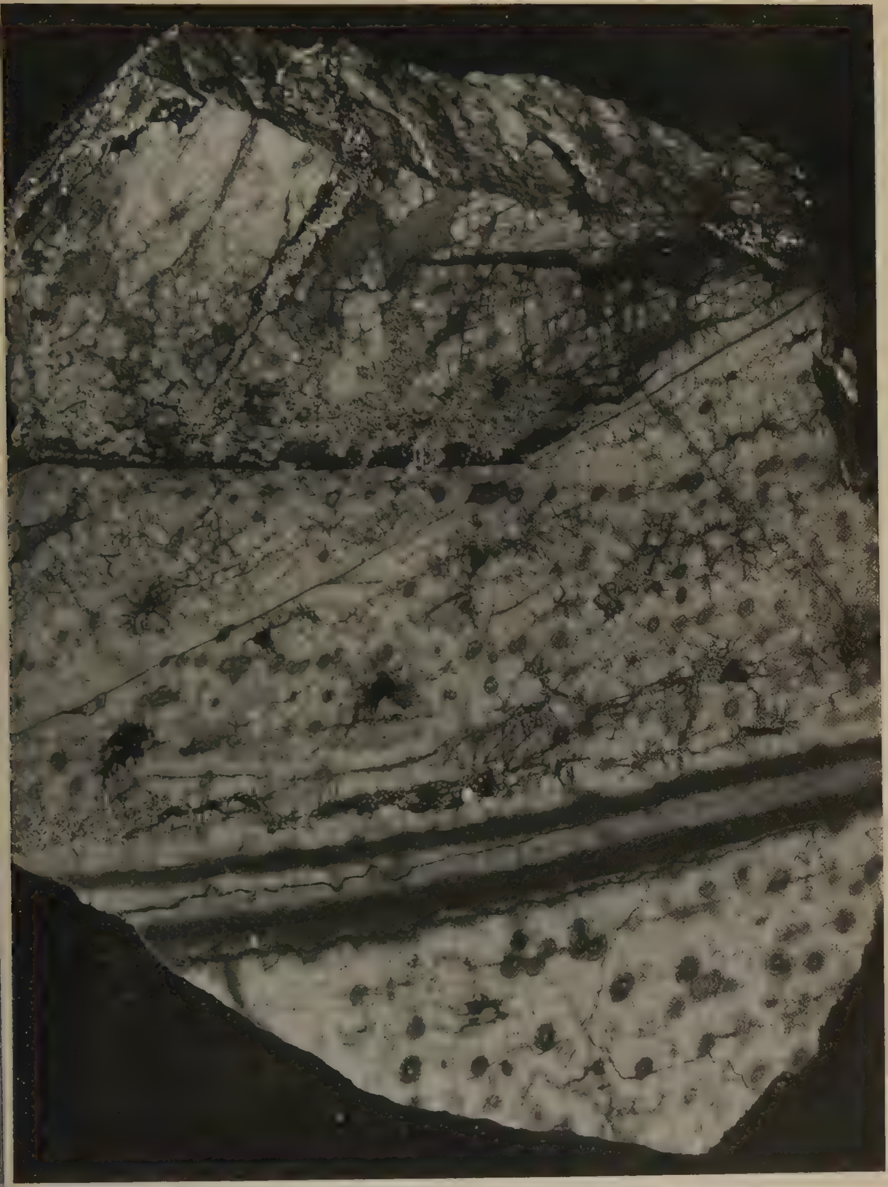


Fig 2. Mag. 2,5 x. General appearance of the slab of jasper II. Contrast exaggerated.

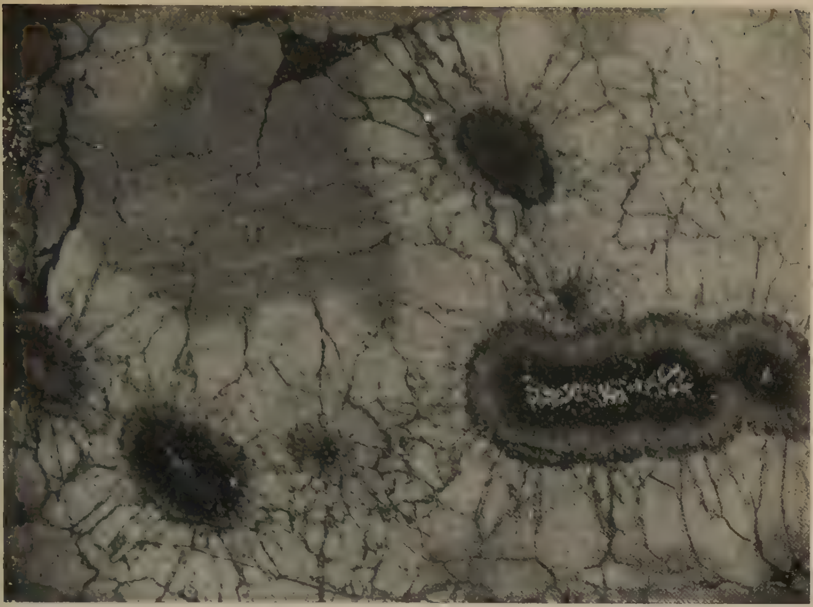


Fig. 3. Mag. 12,5 x. Ellipsoidal bodies with spherulitic mantles, surrounded by radial shrinkage cracks and light - coloured quartz crystals. The faint banding in the less disturbed jasper may be noted. Contrast exaggerated.

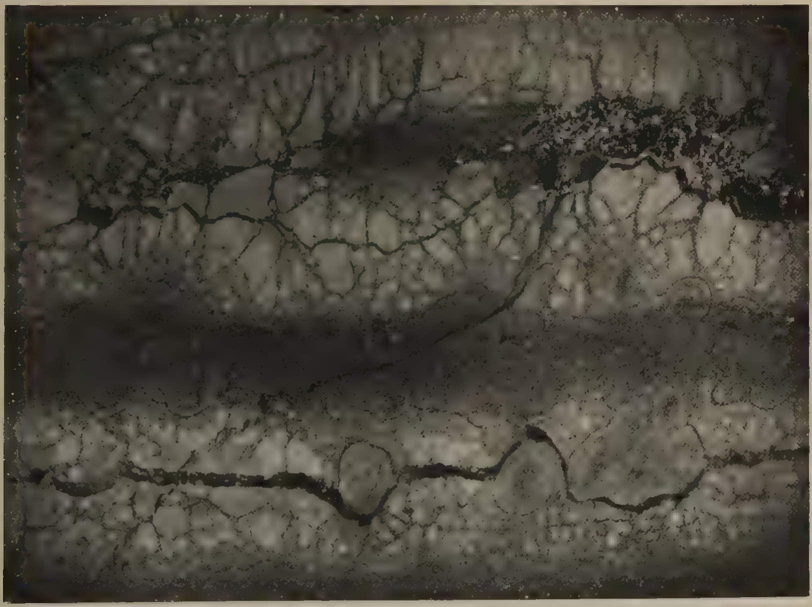


Fig. 4. Mag. 12,5 x. Details of one of the broad dark bands (the thinner one). Small black layers of hematite and clear silica are seen. The band is clearly made up of accumulations of ellipsoidal bodies. Very late clear quartz and specular hematite are filling a vug. (Upper right corner.) Contrast exaggerated.

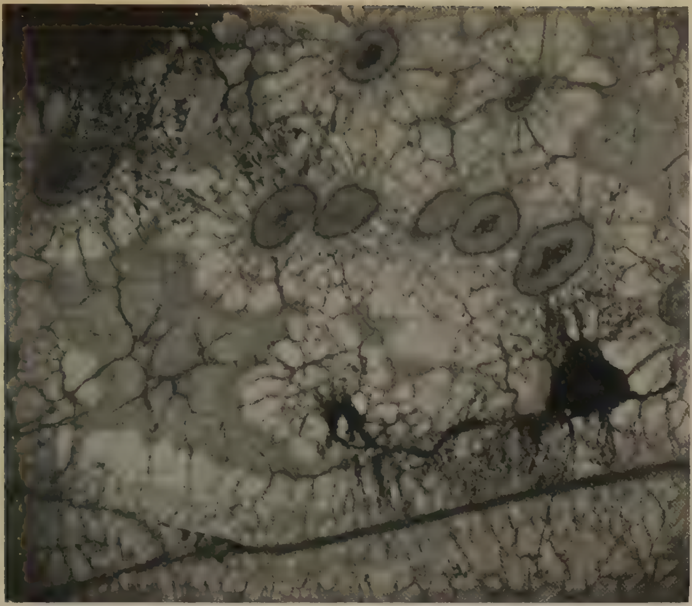


Fig. 5. Mag. 10 x. A number of simple ellipsoidal bodies surrounded by shrinkage cracks and quartz - crystals. The growth of the latter ones is indicated by pigmentation zones. Crystals as well as shrinkage crack originate from the ellipsoidal bodies and a branching long straight fissure. At the time of shrinkage the ellipsoids must have been harder than the surrounding jasper. Contrast exaggerated.

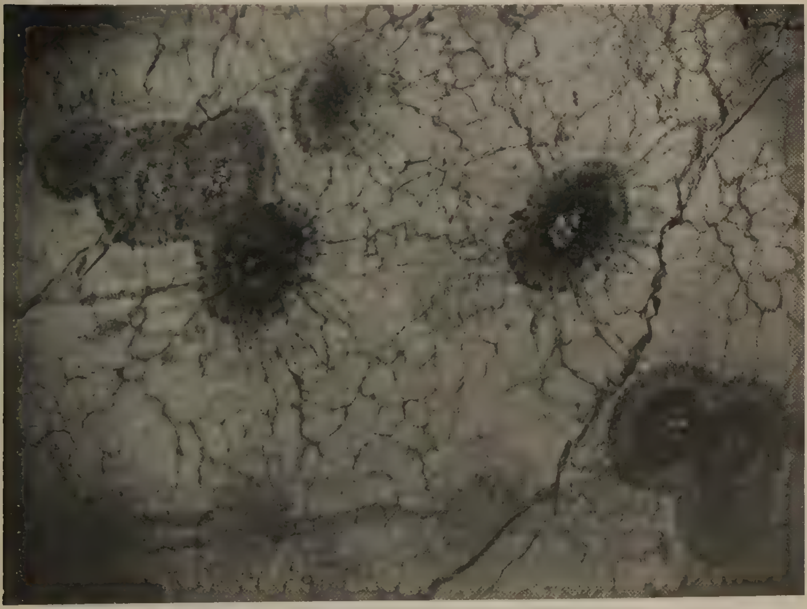


Fig. 8. Mag. 12,5 x. Ellipsoidal bodies with spherulitic mantles exhibiting repeated concentric banding. Contrast exaggerated.

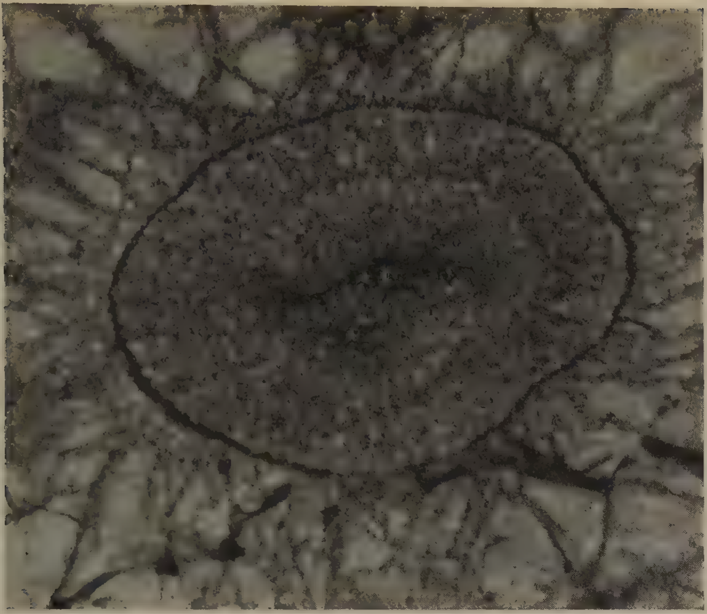


Fig. 6. Mag. 80 ×. Simple ellipsoidal body with multiple core and simple diffuse concentric banding.

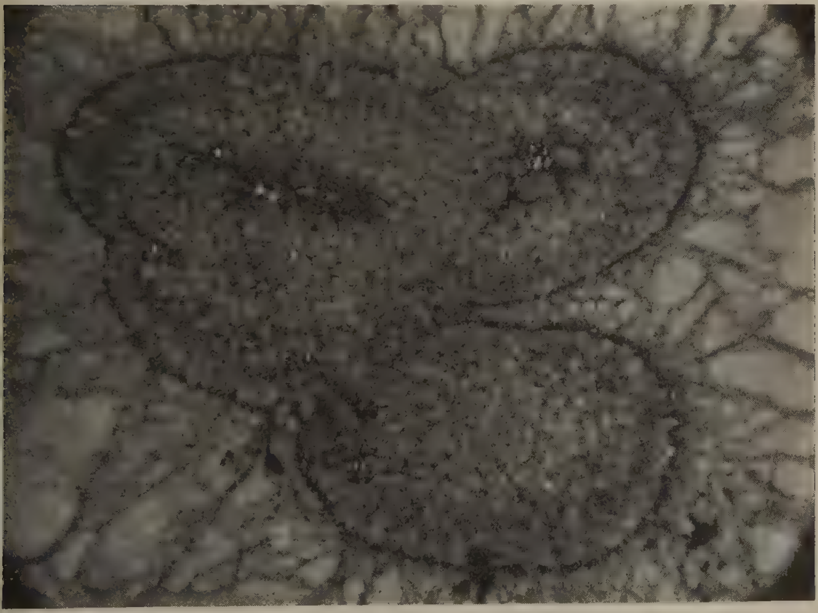


Fig. 7. Mag. 80 ×. Multiple ellipsoidal bodies.

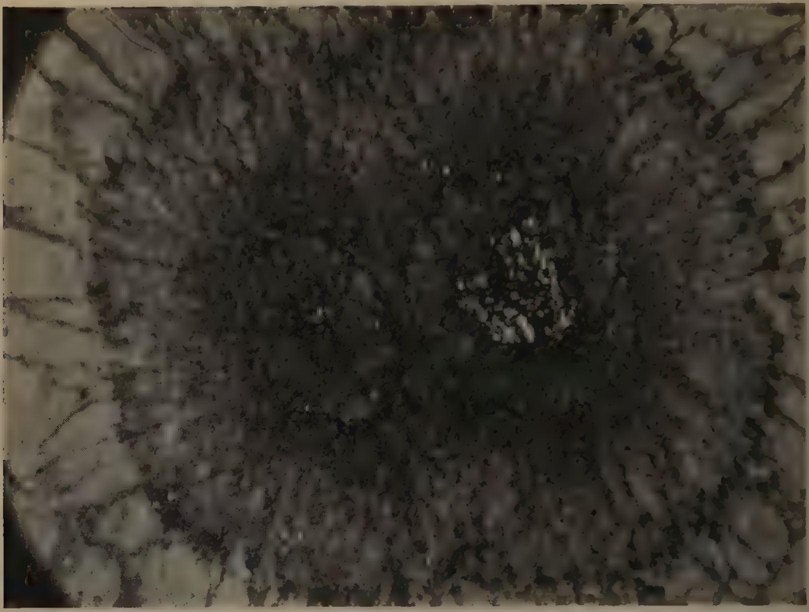


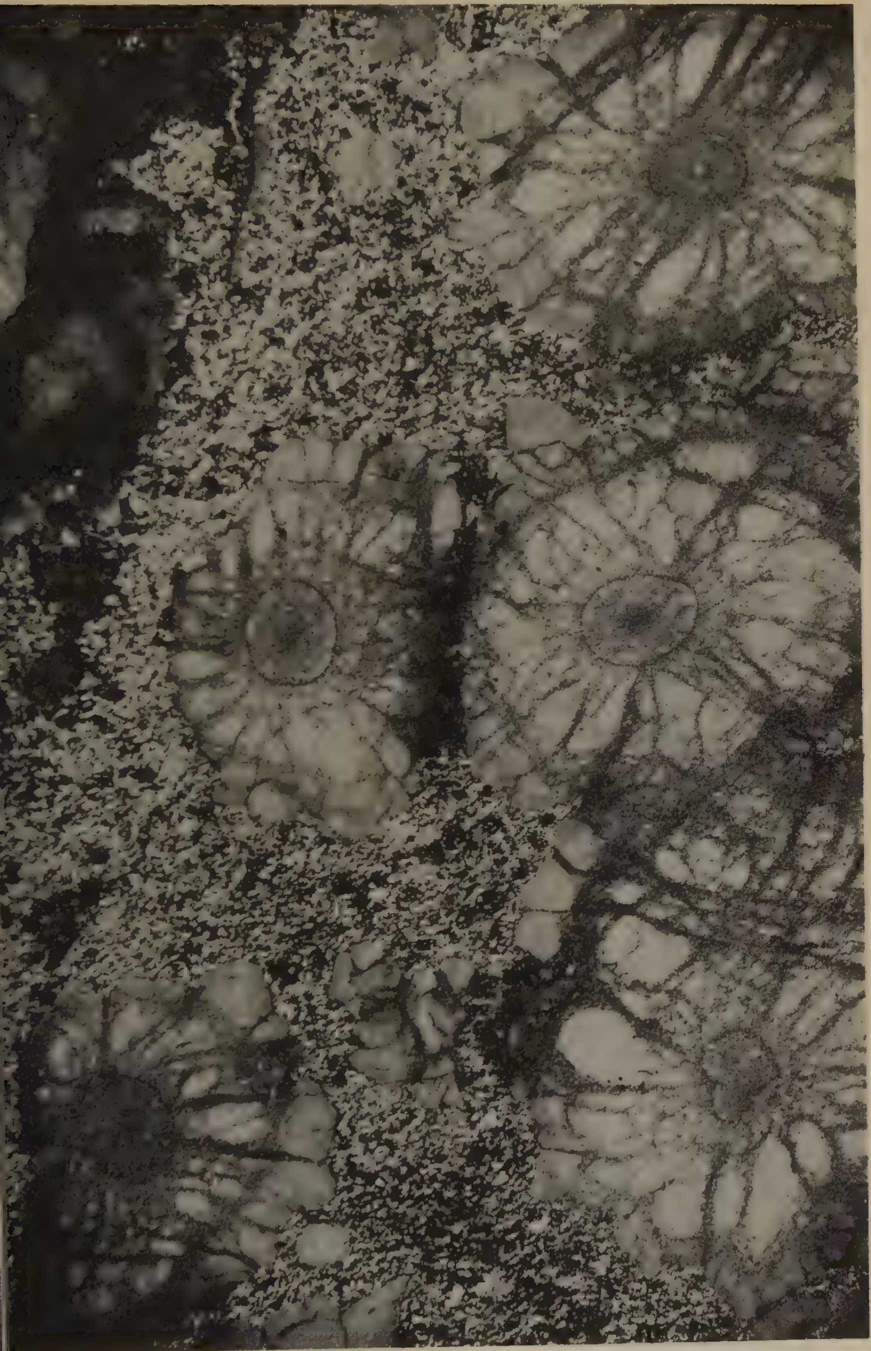
Fig. 9. Mag. 80 ×. Two ellipsoidal bodies sharing one spherulitic mantle.

Those ellipsoidal bodies found on one side of the broad dark bands are surrounded by a zone of spherulitic texture, which sometimes shows multiple concentric banding, fig. 3, plate VII, fig. 8, plate VIII, and fig. 9.

The jasper shows an intricate network of fine cracks, now filled with clear silica. The cracks have a marked tendency to be arranged radially in respect to the ellipsoidal bodies and perpendicularly in relation to certain straight and more persistent fractures, fig. 5, plate VIII.

On fig. 5 may also be noted crystal outlines of quartz, differences in pigmentation characterizing sequential stages in crystal growth. Growth evidently had the same directional tendencies as had the cracks i. e. radial in relation to the ellipsoids, and perpendicular in relation to the straight fractures. Cracks running in more or less the same direction as the c-axes of the quartz crystals often form boundaries between single individuals, but otherwise the crystal growth has not been influenced, and often it proceeded undisturbed across the cracks.

All the features described so far, inclusive the quartz crystals, are transsected by a number of straight fractures, which form a system of veins and gashveins. These fractures are filled by clear quartz and coarse, tabular hematite, figs. 1 and 2. The coarse hematite very strongly



. 10. Mag. 16 ×. Ellipsoidal bodies with mantles of radial quartz crystals surrounded by spec-
r hematite, which has replaced the original jasper. The black band is part of a quartz vein.
e »flowers» are jasper-red, the hematite metallic grey and vein-quartz clear and translucent.

replaces the jasper where this had not been rearranged into wellgrown quartz crystals. Thus the ellipsoids with their mantles of radial quartz crystals are left intact, resembling, in section, red blossoms on a lawn of specular hematite crystals, fig. 10.

Interpretation

The jasper was formed as a gel, and the banding represents the original stratification. The ellipsoidal bodies were formed by aggregation of flocculent gel particles around centres of iron oxide, which may originally have been hydrated. When there was plenty of iron oxide so many ellipsoids settled simultaneously as to form continuous layers — i. e. the broad dark bands of the sample.

This interpretation of the ellipsoidal bodies conforms with their internal structures. It is in harmony with a theory on the inorganic genesis of syngenetic chert formulated and experimentally tested by Tarr (Twenhofel 1932, p. 541). Alternative interpretations ascribing to these bodies an oolitic nature or regarding them as fillings of small geodes seem to be difficult to reconcile with their internal structure. The faint and simple concentric banding sometimes seen in the ellipsoids may be explained as an effect of diffusion processes or recurrent aggregation. The spherulitic texture surrounding some of the ellipsoidal bodies may be due to an early rearrangement of the jasper into low-temperature christobalite (below 130° C).

The siliceous gel later became fractured, the long straight fractures facilitated the expelling of water, which in turn gave rise to the intricate network of shrinkage cracks. These cracks are considered to be a dependable indication of the original gelatinous nature of the jasper. Presumably the cracks rapidly became filled with clear silica gel by lateral secretion.

Strained regions near the cracks acted as germs for the growth of quartz crystals. Again this crystal growth was simply a rearrangement of the siliceous substance, no material was introduced at this stage, but the process may have been connected with a loss of water.

The last traceable process affecting the jasper was a renewed fracturing, to which the quartz crystals also yielded. The fractures thus formed acted as channelways for the introduction of considerable quantities of hematite and the removal of some silica.

Discussion and conclusions

The first conclusion to be drawn from these observations is that the Långban deposit is primarily of a sedimentary origin. It is generally believed, however, that the ore material was originally deposited at low temperatures near the surface of the volcanic leptite formation through metasomatic processes, this because the ores have the appearance of metasomatic ores and not of sedimentary ones. In addition the metasomatic theory is based on the field relations of the ores in respect to the dolomite and especially in respect to leptite layers within the dolomite, and the fact that As, Pb and Sb are found as mineral-forming, characteristic accessory elements in the ore.

In order to back our conclusion we can only point to the possibility that the ores obtained their present appearance by later processes, which were to a large extent of a metasomatic nature. This is at least in harmony with our present knowledge of the geologic history of the deposit. (Compare this with the introductory notes on the Långban deposit.)

The same can be said of the field relations to the surrounding rocks. This was partially indicated in 1930 by Magnusson, who expressed the opinion that the field relations of the rich ore and the dolomite were established in connection with the thermo-metamorphism, and that the leptite layers acted as damming planes especially during the concentration processes, which in turn he held to be later than the primary ore impregnation.

The general absence of banding in the iron ores of Långban may be taken as a kind of negative evidence speaking against a sedimentary origin of the ores, but again it may be presumed that the banding was lost during later stages in the geologic development of the ores. This is supported by the fact that quartz-banded iron ore is found in Pajsberg, a deposit which in all other respects perfectly corresponds with Långban (Geijer — Magnusson 1944).

Our second conclusion is that there exists hematite of different genesis, namely syngenetic sedimentary hematite, and secondary hydrothermal-metasomatic hematite. Both types of hematite formation have aroused considerable interest and been subject to numerous discussions. It seems disproportionate to give a comprehensive review on behalf of the little piece of jasper, so only a few points will be raised.

In the sample of jasper under consideration no signs can be found, which indicate the presence of earlier siderite or greenalite, from which the hematite may have derived. Thus concluding that the iron oxide is truly primary we may consider the jasper as representative of the oxide facies of the sedimentary iron-formation as defined by H. L. James (1954). The jasper as expected exhibits a number of features typical of those rocks, but some marked differences may be noted.

As was earlier pointed out, the ellipsoidal bodies seen in the sample can definitely not correspond to ordinary, delicately concentric oolites, which otherwise characterize the oxide facies, nor do they correspond to greenalite-granules typical of the silicate facies. Actually I have been unable to find exact counterparts of the observed structures in the detailed descriptions of similar rocks from the Lake Superior district (Gruner 1922, 1946, James 1954) or the Singhbhum field, India (Spencer and Percival 1952). This may be purely accidental, but it may also be connected with other differences between the quartz-banded iron ores of central Sweden and those of other districts. Among these differences we may note the general absence of those huge quantities of taconite which characterize the American and Indian districts, and also the relative scarcity of rocks belonging to the other facies of iron-bearing sediments, especially the sulphide and silicate facies. In this respect the quartz-banded iron ores of central Sweden also differ from the sedimentary iron ores of northernmost Sweden (Geijer 1925, 1931, Eriksson 1954). It may be noted that metamorphic equivalents of greenalite granules have been recognized in jasper from one of these northernly deposits (Geijer 1925).

It is difficult to find any definite cause for these differences. A noteworthy fact is that we know of no basic volcanism which is older than the iron ores of central Sweden or contemporaneous with them.

Differences in textures as well as in facies-spectrum may be expected if in one case the iron and silica are brought into the depositional basin by rivers as products of ordinary weathering, and if in another case they are introduced as products of volcanism by thermal springs or exhalations. Of course precipitation will be governed by the same laws and conditions of pH and oxidation potential (Huber and Garrels 1953) in both cases, but the rate of supersaturation as well as precipitation will vary. Because all rocks older than the iron ores in central Sweden are very poor in iron and no traces of deep weathering are now found, Swedish geologists generally assume a volcanic origin for those ores. The broad dark bands in our sample of jasper, as well as the flocculent appearance of the ellipsoidal bodies, suggest a rapid precipitation as might be expected in connection with volcanic activity. Interesting geological and textural analogies are described from the iron deposits of Lahn — Dill, Germany, where a volcanic origin can be definitely proved (Cissarz 1924, Denkewitz 1952, Lehman 1949). The noteworthy occurrence of As, Pb and Sb in the manganese ores of Långban may indicate an ultimate source of volcanic nature, even if it is wellknown that precipitates of manganese oxides often contain a number of minor elements due to adsorption. The origin of quite a number of oxidic sedimentary manganese ores is without doubt connected with volcanic activity (Twenhofel, 1932, pp. 566—69).

Regarding the secondary hydrothermal hematite we may state that it is a common feature in many iron ranges. Impressive examples from Brazil and comparisons with other areas have recently been given by Guild (1953). In our case the relations of the hematite with veins and gashveins of hydrothermal quartz clearly indicate connections with hydrothermal solutions and tectonic activity. In the opinion of the writer it is most likely that the iron was derived from near by parts of the same deposit.

Bibliography

G. F. F. = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. S. G. U. = Sveriges geologiska undersökning.

Aminoff, G. 1918: Långbansmineralens paragenes och succession. G. F. F. Bd. 40.
Cissarz, A. 1924: Mineralogisch-mikroskopische Untersuchung der Erze und Nebengesteine des Roteisenerzlagers der Grube Maria bei Braunfels a. d. Lahn. Mitt. Kaiser Wilhelm Inst. Eisenforsch. 5, Düsseldorf.
Denkewitz, R. 1952: Verbandsverhältnisse und Gefügeanalyse von Erz und Nebengestein des Eisensteinvorkommens Lindenberg am Südweststrand der Lahnmulde. Hessisches Lagerstättenarchiv H. 2, Wiesbaden.
Eriksson, T. 1954: Precambrian geology of the Pajala district, Northern Sweden. S. G. U. Ser. C. No. 522.
Geijer, P. 1925: Eulysitic iron ores in northern Sweden. S. G. U. Ser. C. No. 324.
— 1926: Geologiska reseintryck från Nordafrika. G. F. F. Bd. 48.
— 1931: Berggrunden inom malmtrakten Kiruna—Gällivare—Pajala. S. G. U. Ser. C. No. 366.
— and Magnusson, N. H. 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. S. G. U. Ser. Ca. No. 35.
Gruner, J. W. 1922: The origin of the sedimentary iron formations. Econ. Geol. Vol. 17.
— 1946: The mineralogy and geology of the taconites and iron ores of the Mesabi range, Minnesota. Iron Range Resources and Rehabilitation. St. Paul. Minn.
Guild, P. W. 1953: Iron deposits of the Congonhas district, Minas Gerais, Brazil. Econ. Geol. Vol. 48. No. 8.
Huber, N. K. and Garrels, R. M. 1953: Relation of pH and oxidation potential to sedimentary iron mineral formation. Econ. Geol. Vol. 48. No. 5.
James, H. L. 1954: Sedimentary facies of iron-formation. Econ. Geol. Vol. 49. No. 3.
Lehman, 1949: Über die Genesis der Eisenerzlagerstätten vom Lahntypus. Zeitschr. f. Erzbergb. Metallhüttenw. 2.
Magnusson, N. H. 1924: Långbansmineralen från geologisk synpunkt. G. F. F. Bd. 46.
— 1930: Långbans malmtrakt. S. G. U. Ser. Ca. No. 23. Engl. Summ.
Palache, Ch. 1929: A comparison of the ore deposits of Långban, Sweden with those of Franklin, New Jersey. Am. Min. Vol. 14.
Spencer, E. and Percival, F. G. 1952: The structure and origin of the banded hematite jaspers of Singhbhum, India. Econ. Geol. Vol. 47. No. 4.
Twenhofel, W. H. 1932: Treatise on Sedimentation, Baltimore.

An occurrence of gypsum crystals and jarosite in a gravel hillock, west of Billingen, Sweden

By

PONTUS LJUNGGREN

During a geological excursion in June 1951 an occurrence of gypsum crystals was discovered to the west of Billingen in Västergötland. The locality is situated on the geological map sheet of Skövde, 1 400 metres to the south of Höjentorp, within an area characterized by eskers, terminal moraines, and terminal deltas. At the main road from Höjentorp to Varnhem there is a road cut through a hillock, six metres in height, consisting of gravel. The gravel material consists of well rounded pebbles of shales, limestones, and sandstones, having a diameter of up to one or two decimetres. Most frequently occurring are stinkstones with Agnostus pisiformis, alum shale, and Cambrian sandstone. The pebbles of alum shale are easily split along planes which are covered with gypsum crystals, prismatic, usually tabular (010), some of them short, others elongated, with a length of up to ten centimetres, a breadth of one centimetre, and a thickness of one or two millimetres (cf. Figs 1 and 2). Often there is a radial development of elongated gypsum prisms.

The stones and boulders are commonly surrounded by a crust of fine-grained gypsum intermixed with ferric oxide (cf. Fig. 3), and it also happens that parts of the gravel are so impregnated with gypsum that some kind of gypsum hard pan has arisen.

The gypsum probably arose at a reaction between sulphuric acid, formed at the weathering of the pyrite-rich alum shale, and lime-bearing solutions from the limestone forming part of the gravel. The formation of these gypsum crystals necessitated a low level of the ground water, as they would otherwise have been resolved. Furthermore, the good aeration within the gravel, and its high permeability, have contributed to the formation of the gypsum crystals. The time available for this formation has been a maximum of 9 500 years, as it cannot have taken place prior to the Yoldia Sea (N. H. Magnusson, E. Granlund, and G. Lundqvist, 1949).

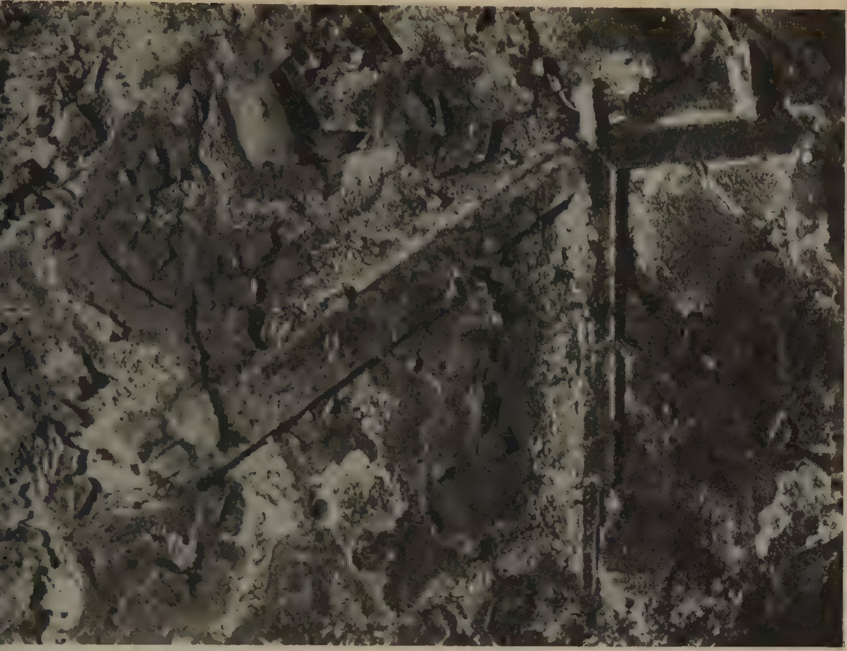


Fig. 1. Gypsum crystals on cleavage plane in alum shale. Nat. size.

Together with the crystals of gypsum there are two kinds of earthy ninerals, the one of a white colour and the other of a yellowish colour. The white powder was found by means of X-ray powder analysis to be dentical with gypsum: it gave exactly the same pattern as that of the abular gypsum crystals. It was thought that alunite might possibly ave arisen contemporaneously with the gypsum, but the pattern f that mineral (A. Pabst, p. 29, 1947) could not be found on the X-ray owder photographs.

The crystals of gypsum are often accompanied by a yellowish and arthy material which on X-ray examination gave a pattern quite ifferent from that of gypsum. It is found as coatings and very small oncretions along bedding planes and fissures in the alum shale pebbles, ntimately mixed with small crystals of gypsum. The mineral was found o belong to the jarosite group, the X-ray data being identical with hose given for jarosite from Barranco Jaroso in Spain (A. S. T. M. ndex, card No. II—1301). Furthermore, a computation (after Bjurtröm's charts, W. P. Davey, 1934) from the X-ray data obtained gave /a = 2.36, the same value as that of jarosite (cf. S. B. Hendricks, . 775, 1937; natrojarosite has c/a = 2.27). Jarosite has hitherto not

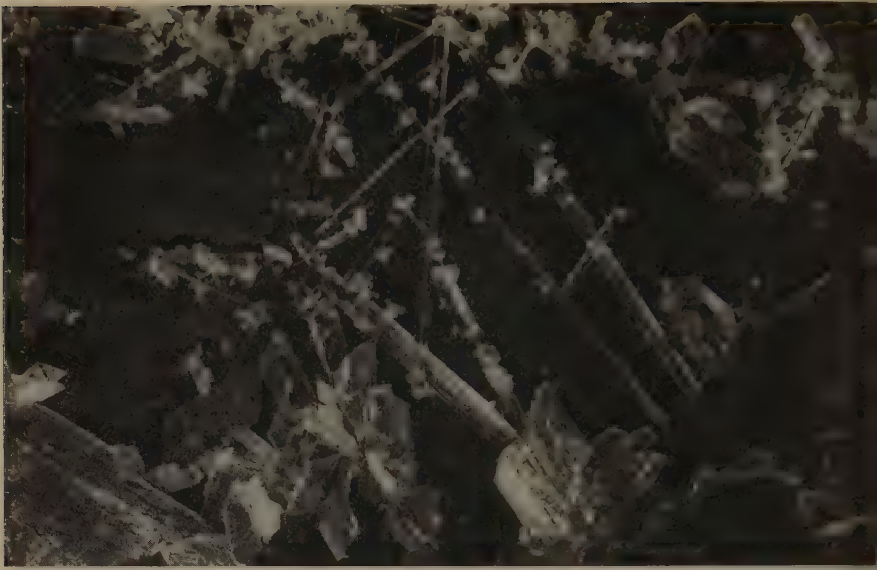


Fig. 2. Gypsum crystals on cleavage plane in alum shale. Enlargement 2 ×.

been reported from Sweden. It has the following chemical composition (C. Palache, H. Berman, and C. Frondel, p. 560, 1951)

$$K\,Fe_3\,(SO_4)_2\,(OH)_6$$

Differential thermal analyses of jarosites have been carried out by P. F. Kerr and J. L. Kulp (1948) and by J. L. Kulp and H. H. Adler (1950). The jarosites (jarosite and natrojarosite) are characterized by two endothermic peaks, at 460°C and 745—810°C, respectively. Differential thermal curves of jarosite from Billingen show endothermic peaks at 450°C and 745°C together with a small exothermic peak at 505°C. This exothermic peak indicates the crystallization of hematite, taking place just after the destruction of the jarosite lattice (J. L. Kulp and H. H. Adler, p. 480, 1950).

A partial chemical analysis of jarosite from Billingen gave 5.05 % K_2O and 1.41 % Na_2O (comparatively low values, owing to an admixture of very fine-grained gypsum).

Jarosite is found as a comparatively common constituent formed at the decomposition of pyrite and ferruginous ores. It is often associated with gypsum and alunite. Natrojarosite is reported as fillings in fissures in Eocene clay from Refsnaes in Denmark, and jarosite (in a wider sense) has been found along bedding planes in alum shale in Bornholm

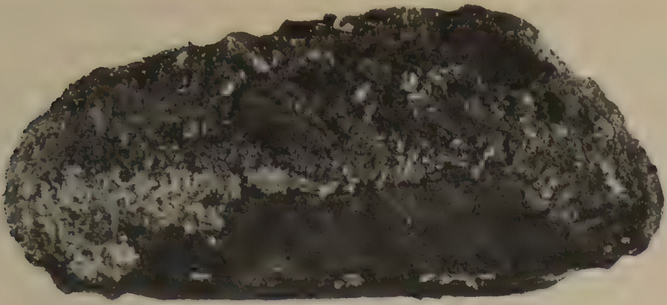


Fig. 3. Pebble of alum shale with incrustation of gypsum. Scale 1 : 2.

R. Bøgvad, 1942). M. Saksela (1952) has described jarosite from several Finnish localities, chemical analyses showing very low sodium contents. The jarosite is found together with limonite and borgströmite in the uppermost weathered zone, about four metres in thickness, of sulphide re deposits. R. Blanchard (1944) reported jarosite as a common contituent of "limonites" derived from weathered sulphide minerals. C. O. Hutton and O. E. Bowen (1950) mention an occurrence of jarosite n altered quartz porphyry, the jarosite probably having been formed during a very low-temperature hydrothermal activity. F. H. Pough 1941) reported an interesting occurrence of jarosite together with gypsum on pyrite ornaments that had been buried for about 600 years, n other words a formation at a temperature of only some tens of degrees entigrade.

It is thus evident that most of the jarosites mentioned above have arisen at a very low temperature, not exceeding some tens of degrees entigrade. The same conditions are valid for the jarosite from Bilingen, which has arisen contemporaneously with gypsum at an alteraion of the pyrite of the alum shale.

References

A. S. T. M. X-ray Index.

BLANCHARD, R., 1944: Chemical and mineralogical composition of twenty typical "limonites". — Am. Min. 29: 111—114.

BØGVAD, R., 1942: Jarosit fra Danmark. — Medd. fra Dansk Geol. Forening, 10: 108—114.

DAVEY, W. P., 1934: A study of crystal structure and its applications. — New York.

HENDRICKS, S. B., 1937: The crystal structure of alunite and the jarosites. — Am. Min. 22: 773—784.

HUTTON, C. O. and BOWEN, O. E., 1950: An occurrence of jarosite in altered volcanic rocks of Stoddard Mountain, San Bernardino County, California. — Am. Min. 35: 556—561.

KERR, P. F. and KULP, J. L., 1948: Multiple differential thermal analysis. — Am. Min. 33: 387—419.

KULP, J. L. and ADLER, H. H., 1950: Thermal study of jarosite. — Am. J. Sci. 248: 475—487.

MAGNUSSON, N. H., GRANLUND, E. and LUNDQVIST, G., 1949: Sveriges geologi. — Stockholm.

PABST, A., 1947: Some computations on svanbergite, woodhouseite and alunite. — Am. Min. 32: 16—30.

PALACHE, C., BERMAN, H. and FRONDEL, C., 1951: Dana's system of mineralogy. Volume II. — New York.

POUGH, F. H., 1941: The formation of jarosite on pyrite ornaments. — Am. Min. 26: 562—564.

SAKSELA, M., 1952: Über die Verwitterung einiger Finnischer Kieserze. — Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 157: 27—40.

Geologiska iakttagelser inom det underkambriska området vid Torekov, NV-Skåne

Av

GUNNAR MALMBORG

Längs kusten NNO ut från Torekov går kambrisk sandsten i dagen på en sträcka av 4 1/2 km, dock med ett större urbergsområde i mitten. Fältets bredd utgör några 10-tal m. I norra delen förekomma flera kambriska hällar nära 1/2 km från kusten. Lagren stupa svagt mot N—NO, varför olika stratigrafiska horisonter kunna studeras. Förkastningar och stupningen vålla, att samma horisonter uppträda inom 4 olika sektioner (se kartan sektion I—IV. Observera även det lilla kambriska området vid profil B, mitt emellan sektion II och III).

Historik

D. Hummel publicerade år 1871 en undersökning, betitlad De geologiska förhållandena vid Hallands Ås, vars innehåll delvis återfinnes i Beskrifning till kartbladet »Båstad» (1 : 50 000) N:o 60 av samme författare (1877). I dessa arbeten lämnas en kort skildring av berggrunden det underkambriska området vid Torekov.

Brytningen av den vackra sandstenen har givit nya blottningar sedan tiden för Hummels fältarbeten, vilket åtminstone delvis förklarar de korrigeringar man måste göra såväl beträffande beskrivningen som kartan. Det kambriska området på den senare är sålunda för litet. Ungefär 700 m längre söderut finner man kambriska skikt (ner till mynningen av den bäck, som utfaller 800 m N om Torekovs kyrka). I N går kambrium 400 m längre utmed kusten. De flesta av de kambriska hällarna, som ligga längre in från stranden, ha ej kommit med på Hummels karta liksom ej det lilla området vid profil B på förf:s karta. Den sydligaste och nordligaste av förf:s 4 diabasgångar saknas. Slutligen betecknar Hummels karta felaktigt granatamfibolitförekomsten N om profil C på förf:s karta som gnejs.

Hummel beskriver den underkambriska berggrunden som en grå, stundom nästan vit kvartsitisk sandsten, som dock i närheten av havet är mindre kvartsitisk än längre in. Vid stranden synas i sandstenen små gröna lameller, vars färg förmodas bero på inblandning av glaukonit.

Strukturen är finare än i den vita sandstenen, och på skiktytorna framträda mycket tydligt små fjäll av en silvervit glänsande glimmer (Hummel 1872). Kartbladsbeskrivningen (1877) uppger också, att sandstenens lager äro svagt undulerande. Däremot nämnes icke den allmänna svaga stupningen mot N—NO, som dock antydes med några stupningstecken.

Beträffande bottenlagren säges i samma arbete, att små röda fältspatfragment (förf. har praktiskt taget endast funnit gul fältspat) äro inbäddade i sandstenens understa lager men uppåt hastigt avtaga i storlek och mängd, så att bergartens »rödaktiga» färg snart upphör. Något konglomerat finnes visserligen inte i botten av sandstenens avlagring, påpekar Hummel liksom Hadding (1929), medan förf. funnit arkoskonglomerat i kontakt med gnejsen (se prof. B[1] och C samt fig. 1). Hummel nämner ett litet en tum tjockt konglomeratlager med helt små runda kvartsbollar, »temligen högt beläget i qvartsitens aflagring».

I kartbladsbeskrivningen (sid. 14) tolkar Hummel den föregivna bristen på bottenkonglomerat i den kambriska sandstenen samt konkordansen mellan denna och gnejsens »skikt» så, att Hallandsåsens förkastningsrörelser icke ägt rum före den kambriska tiden utan sannolikt långt senare. (Hummel uppfattar alltså gnejsen som ett sediment och dess skiffrighet som en lagring.)

De kambriska bottenskikten i vitt skilda trakter av Skåne visa enligt Hummel (1872), att gnejsen bildat en »icke skroflig yta», där denna sandsten avlagrats. Inga »säregna konglomeratbildningar» äro enligt honom funna i kambrium. Först i Kågeröds- och Hörsandstenen finnas konglomerat, som innehålla större fragment från gnejsen, medan de kambriska bottenlagren endast visa fältspatstycken eller kvartsbollar (förf. har dock funnit en gnejspartikel på 1,5 cm i ett sandstensblock). Denna olikhet enligt Hummel mellan Skånes kambriska bottenlager å ena sidan och de yngre formationernas å den andra synes Hummel svår att förklara, och orsaken kan ej sökas »i yttre förhållanden endast». Företeelsen är för allmän för att ej äga en »djupare betydelse». Hummel menar, att gnejsen, som fungerat som moderbergart både till de äldre och de yngre konglomeraten, måste haft en »ringa konsistens» i kambrisk tid. Detta berodde enligt Hummel på att gnejsen ej höjt sig över vattnet förr än vid den kambriska tidens början (!), då »skiljaktiga bildningar» först framträda, nämligen de kambriska strandbildningarna. »Sannolikt först då synes derför ett fastland hafva varit till i nordliga Skåne.» Den »icke skrofliga ytan» hade alltså enligt Hummel primärt varit jämn, en sedimentär yta, och ej ett genom lång denudation utbildat flackland, såsom vi nu uppfatta densamma.

---

[1] Profilerna A—E redovisas sid. 313—315.

Slutligen omtalar Hummel också rörformiga spår av djur i Torekovs kambriska sandsten, nämligen *Diplocraterion parallelum* Tor. och *Scolithus errans* Tor., medan Hummel varken funnit *Scolithus linearis* Haldeman eller *Monocraterion tentaculatum* Tor. Den senare formen förekommer dock ymnigt.

Hadding beskriver (1927) ett konglomerat från Torekovs kambrium såväl petrografiskt som stratigrafiskt och diskuterar bildningssättet (se sid. 297—298).

Westergård omnämner (1931 sid. 7) förekomsten av bottenkonglomerat Torekov och Rekekroken, den närmaste underkambriska lokalen, belägen på sydstranden av Skälderviken i NV-Skåne. Redan få meter däröver kommer på båda ställena *Diplocraterion parallelum*. Vidare nämner han *Scolithus linearis* vid Torekov, medan han ej anger, att Monocraterion finns där: »Monocraterion has not been observed in the zone of Scolithus of Scania» (1931, sid. 14).

Petrografi och stratigrafi i Torekovs underkambrium

Underkambriums liggande.

Den gnejs, som underkambrium direkt vilar på, är åtkomlig på två ställen, vid profil B och C. Torekovsområdets gnejs liknar den vid Rekekroken, (den närmaste underkambriska lokalen) beskriven av Hadding (1929): »Some meters below the sandstone the gneiss is perfectly fresh, — The colour is reddish grey. The uppermost meter of the gneiss is strongly altered by weathering. The quarts grains lie almost detached in the loose weathering products of hornblende and felspar. Haematitic dust gives a deep red colour to the lower parts of the weathering zone. In the upper part of the gneiss the red colour disappears entirely and is replaced by rusty brown and greyish green. The rock consists in this part of quartz and decolourized, strongly weathered microcline, which lie embedded in the weathering dust oloured by chlorite and limonite.»

Det förvånade författaren att se den fasta arkosen vila på mjuk lera, ills denna visade sig vara en söndervittrad gnejs. Denna fog brytes lätt pp under abrasionen, varför kontakten mellan gnejs och arkos täckes v lösa blockmassor.

Underkambriums indelning.

Hadding indelar (1929) den underkambriska lagerserien i tre stratirafiska klasser:

c. (överst) de översta och mellersta delarna med spår och fossil, med fosforit och glauconit, bindemedlet kvarts eller kalkspat.
b. Hardebergasandsten (i inskränkt bemärkelse)
a. arkos med eller utan konglomerat.

Spår saknas enligt Hadding i a. och b.

Han uppger (1929), att Torekovs underkambrium visar typiskt utvecklad Hardebergasandsten (sid. 77). Ett närmare studium ger dock vid handen, att praktiskt taget alla arkos- och sandstensbankar i Torekovsområdet äro spårförande, om än vissa måste karakteriseras som mycket spårfattiga, vilket emellertid delvis kan vara skenbart, beroende på svag vittring. Ja, det finns säkra spår, nämligen *Scolithus linearis* Haldeman redan c:a $1^1/_2$ m över gnejsen i den nedersta stratigrafiska klassen, arkosen (fig. 2, profil C). Vid profil B synas på samma höjd över gnejsen vertikala tuber jämte tättstående runda märken på motsvarande skiktyta. Även i Rekekroken har förf. iakttagit bankytor med liknande runda spår i motsvarande stratigrafiska läge. Övriga spår i arkosen i Torekov äro *Scolithus errans*, *Monocraterion tentaculatum* och *Diplocraterion parallelum* (fig. 8).

Härtill kommer, att det ligger fältspatfria lager under arkosskikt (profil A och södra delen av sektion III), alltså en omkastning av ordningen enligt det haddingska schemat. Detsamma motsvarar alltså ej de faktiska förhållandena i Torekov. Förf. låter därför sin karta visa utbredningen av arkos och sandsten samt förekomsten av de olika fossila spåren.

Arkosen.

Arkosen karakteriseras ju genom att den jämte kvartspartiklar även innehåller fältspat. Gränsen mot sandsten flyter, men givetvis växlar också fältspathalten inom en bank. Förf. använder beteckningen arkos, om flera fältspatkorn omedelbart observeras vid den makroskopiska granskningen, även för den händelse de äro helt kaoliniserade. För visso blir bedömningen osäker utan slipprov. Särskilt har förf. tvekat beträffande vissa bankar vid prof. E och de från stranden mera avlägsna hällarna i sektion III.

I Torekovsområdet är fältspaten gul. Endast rent undantagsvis finner man rödaktig fältspat på några kvadratmeters yta (t. ex. hällen vid slutet av strandvägen i södra delen av sektion III). Arkosen i Torekov synes, bortsett från kornstorleken, stämma med Hansens typ III (1936) i Bornholms underkambrium, bildad genom blekningsförvittring av granit, vilket kräver närvaro av humus. Däremot saknas säkert Hansens kontinentala arkostyper I och II i Nexösandstenen.

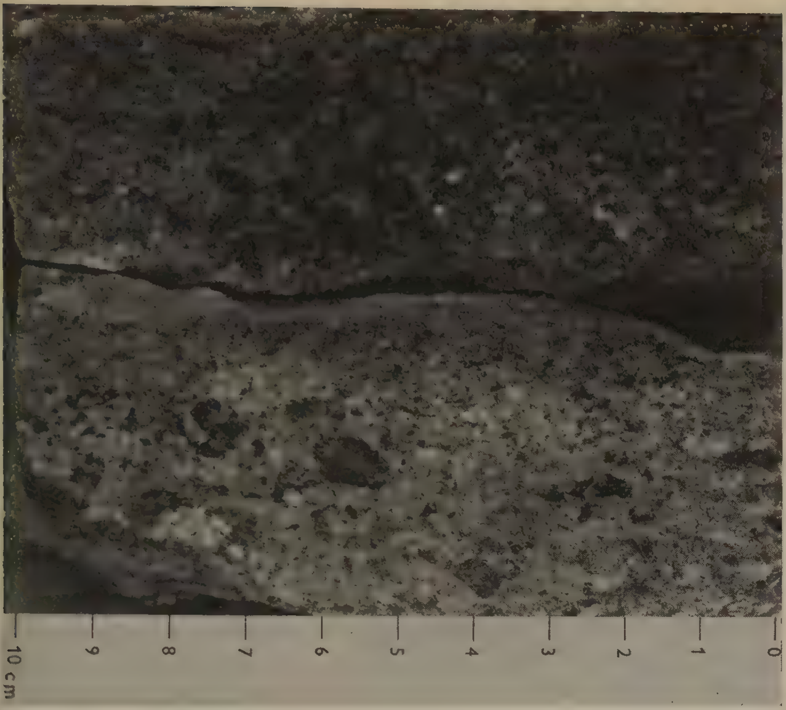


Fig. 1. Underkambriskt bottenkonglomerat av arkos vid profil C (i sydkanten av sektion III). Foto Ritz.

Arkosen liksom sandstenen rymmer konglomeratlager. Som förut ämnts finns även ett bottenkonglomerat av arkos. Detta är åtkomgt vid profil B och C (fig. 1). Direkt på den vittrade gnejsens översta eriga delar vilar vid profil B några tjocka arkoskonglomeratbankar, illsammans 70 cm, med riklig inlagring av kvartskorn upp till 1,5 cm diameter, oftast väl kantrundade, samt gula, kantiga 0,5—1 cm stora ältspatkorn. Mindre än halva massan är sand. Bottenkonglomeratet id profil C är mera koncentrerat, 3—4 cm mäktigt. Ytterligare två ngefär likadana arkoskonglomeratskikt ingå i den nedersta metern av rkosen vid profil C, som i övrigt består av finkornigare arkos i ganska unna bankar mellan 6 och 20 cm mäktiga. En och en halv meter över nejsen ligger ett 5 cm tjockt delvis konglomeratiskt arkoslager med ydlig diagonalskiktning. Det är av mycket lös konsistens. Under detta ager iakttogs *Scolithus linearis* som tättstående lodräta tuber (fig. 2).)ver det diagonalskiktade lagret kommer 30 cm arkos med oregelunden växling av konglomeratiska och finkornigare partiklar. I jämn-

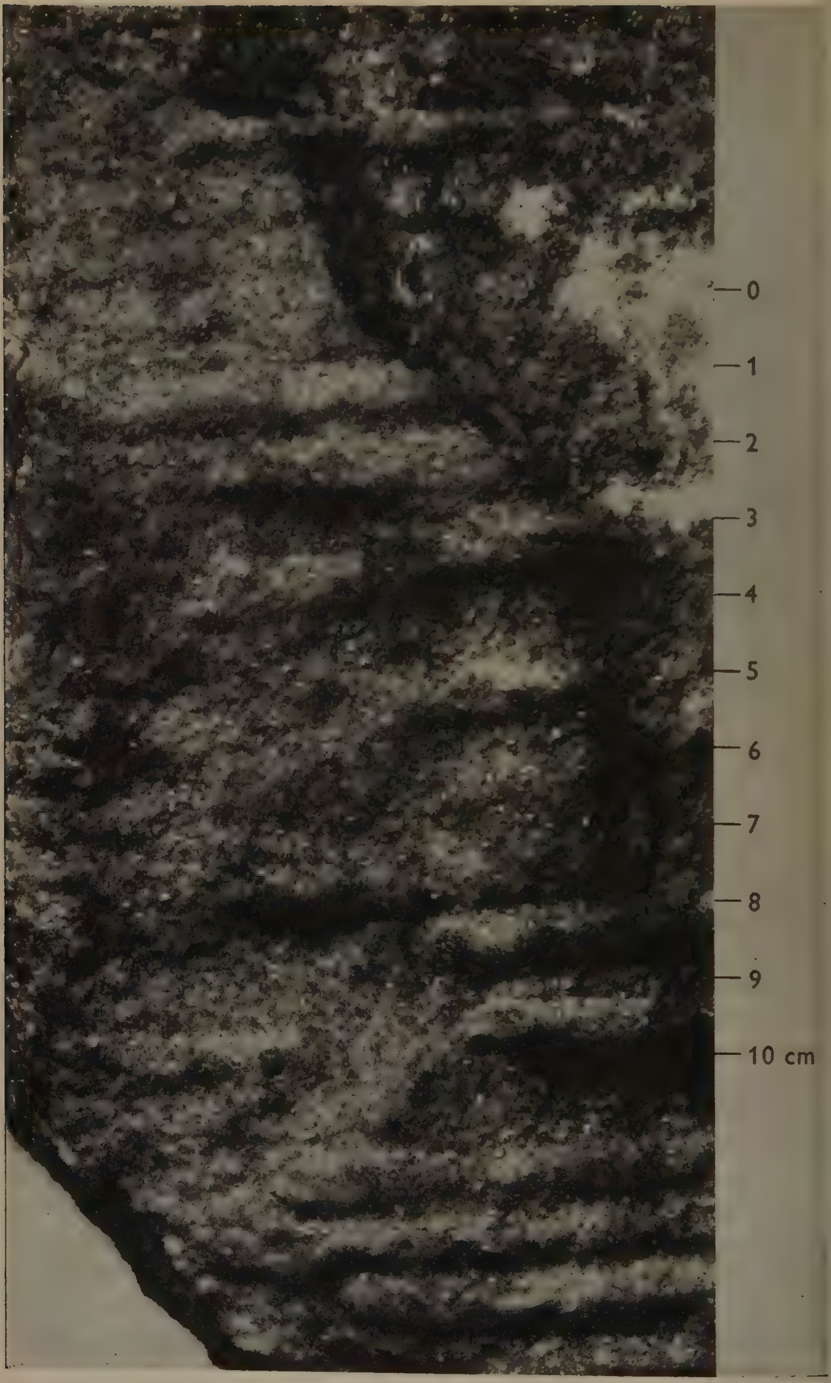


Fig. 2. Scolithus linearis i arkos vid profil C c:a 1 1/2 m över gnejsen. Foto Ritz. (Skalan ligger vid undersidan).

öjd med detta lagers överyta ligger på några meters avstånd en annan tor yta av arkoskonglomerat, som säkerligen har hängt samman med en förra. Ungefär en kvadratmeter av denna yta är täckt med ett finornigare material, vari man skönjer *Diplocraterion parallelum*-spår.

Det stratigrafiskt högst belägna arkoskonglomeratet torde vara det, om ligger c:a 270 cm över bottnen i profil A, vilket måste innebära, tt det befinner sig på ännu större höjd över kambriums bottenlager. ndast undantagsvis nå arkospartiklarna större diameter än 2 cm. Ett ältspatkorn om 7 cm längd har iakttagits liksom kvartskorn av c:a 1 m diameter. Intet gnejskorn har upptäckts i arkosen men väl ett i andsten, såsom förut nämnts.

rkosens mäktighet.

Ingen av de genom arkos gående fyra profilerna[1] A, B, C och E i Toreovsområdet omfattar hela arkosen, varför den totala mäktigheten ej an mätas direkt. Endast profil B och C gå ner till gnejsen. Profil B vbrytes uppåt av en krosszon, förmodligen förbunden med dislokaioner. Profilen omfattar 85 cm arkos. Profil C innehåller 160 cm arkos, aröver det sannolikt ligger flera arkos- och sandstenslager, delvis onglomeratiska (enligt förf:s tidigaste iakttagelser 1938, som ej helt unnat kontrolleras på grund av genom stenbrytning åstadkomna lockanhopningar).

Profil A och E nå ej ner till urberget. I A underlagras 226 cm arkos v fältspatfria lager, varav 1 m är iakttagbar. Säkerligen ha dessa andstenslager en fortsättning nedåt, och därtill kommer det sannolikt ängre ner ånyo arkoslager närmast över urberget i överensstämmelse ned profil B och C, kanske med samma mäktighet som i C, d. v. s. ninst 160 cm. Profil A når ej toppen av arkosen, men det är svårt ölja lagren högre. Någon meter arkos torde dock tillkomma över de i rofilen mätta arkoslagren. Profil E slutligen visar längst ner arkosonglomerat och övergår efter 125 cm arkos i nästan fältspatfria banar, som ej kunna betecknas som arkos. Hadding anger (1929) arkosens näktighet i Rekekroken till c:a 2 m, ett mått, som alltså överträffas i 'orekov.

rkosens bankning.

De nedre delarna av arkosen äro ej så distinkt bankade som de övre. trax N om den sydligaste diabasgången ligger dock i arkosens övre el en några meter bred och drygt en meter mäktig arkosmassa, som r alldeles oskiktad men skarpt gränsar längs nedböjda skiktplan mot en skiktade arkosen. Detta kan kanske tydas som från en flodbank nedglidet material. Dock torde det ej vara fråga om kontinental arkos av den bleka färgen att döma. Bankarnas mäktighet rör sig om 1—2 dm. Högre upp i arkosen förekommer det c:a 1 cm tjocka skikt mellan de grövre. På ytorna glänsa ljusa glimmerfjäll. Diagonalskiktning förekommer rikligt i arkosen. Redan mindre än en meter över gnejsen är den tydlig vid profil B och präglar även den övre arkosen som i profil A och E.

---

[1] Sid. 313—315.

Sandstenen.

De delar av sandstenen, som ligga mellan arkoslager, äro de stratigrafiskt lägsta sandstenslagren och utmärka sig för rikliga konglomeratlager, till vilka tydligen det av Hadding beskrivna konglomeratet hör (se vidare sid. 297). Diagonalskiktning förekommer allmänt. De fossila spåren uppträda sparsamt. Dessa sandstenslager utbreda sig längs stranden i södra delarna av sektion II och III.

Den sandsten, som ligger stratigrafiskt högre än arkosen, utgör huvuddelen av de underkambriska lagren vid Torekov. Den har den största utbredningen såväl vertikalt som horisontellt. Brecciornas talrikhet (13 konstaterade, se kartan) gör det vanskligt att bestämma mäktigheten. Några breccior kunna ju ha undgått upptäckt, trots att de röja sig genom de många lösa breccieblocken i grannskapet. Genom avsaknaden av breccior såväl i fast klyft som i lösa block inom sektion III från diabasgången norrut till gränsen mellan sektion III och IV kan det anses för ganska sannolikt, att sandstenen där är ostörd av förkastningar, även om dessa kunnat ske längs en enkel spricka och därför äro svåra att hitta. Mellan sektion III och IV finnas åter några breccierade block. Mäktighetsbestämningen måste grunda sig på stupningsmätningar inom området i fråga (se sid. 311—312). Lagren ligga ganska regelbundet, stupningsgraden och strykningsriktningen äro något så när konstanta (se kartan). Sandstenens mäktighet på denna sträcka kan skattas till ett 70-tal m.

Bankarnas mäktighet växlar mellan ett par mm (gröna finkorniga skikt) och en halv m eller mer. De sandstenslager, som nästan helt bestå av maskspår, »Diplocrateriongytter», (fig. 5), äro tunna. De av långa U-formade rör genomdragna vita Diplocrateriónreven i sektion II, norra delen, äro mycket grovbankade (Hadding 1929 fig. 26).

Bankningsytorna i dessa anta stundom en form, som ger ett starkt intryck av ett grovt konglomerat med ganska runda bollar av 5—10 cm diameter. Men en närmare undersökning av dessa avslöjar, att de bestå av samma material som »mellanmassan» och att de lossna från underlaget med en vågrät klyft. »Bollarna» sakna sålunda rundad undersida. Det hela kan kallas ett falskt konglomerat. Företeelsen står i samband med den nedböjning av lagren kring Diplocraterionrören, som kunnat akttagas i fast klyft N om Gråthögarne och i den nordligaste delen av sektion II 75 m S om gnejsen. Denna struktur har vid vittring givit upphov till det konglomeratliknande utseendet.

Diagonalskiktning förekommer även rikligt i denna del av sandstenen. Andra vittnesbörd om vattnets aktivitet utgöra en några m bred virvel i sandstenen strax S om diabasgång 2 från S räknat samt en strömränna i sektion IV jämte de särskilt i sektion III och IV vanliga böljemärkena. Följande mätningar på dylika ha gjorts:

kamriktning N 60°O, kamavstånd 3 1/2 dm, amplitud 3 cm, symmetrisk
» N 70°O, » 2 1/2 », » 3 »
» N 70°V, » 2 », » 1 1/2 cm,
brantast mot SSV.

Den vanligen ljusgrå sandstenen blir i vissa delar ganska mörkt blå, t. ex. S om profil D. Vita äro särskilt de 1/2 m mäktiga bankarna med ånga Diplocraterionrör (fig. 13) i norra delen av sektion II samt den sandsten, som hyser den »klungade» formen av Diplocraterion (fig. 10). Vissa spårrika lager äga en nästan svart färg, som bjärt kontrasterar mot angränsande vita skikt. I sektion III och IV uppträda mellan de tjockare lagren även mycket tunna, som äro tydligt gröna (kanske samma typ som Hansens typ VIII från Bornholms underkambrium, Hansen 1936).

Arkosens och sandstenens uppkomst

Hadding beskriver ett konglomerat från Torekovs underkambrium såväl petrografiskt som stratigrafiskt (1927). Det är 5 cm tjockt. Bolarna, som representera mer än halva massan, äro små, 5—15 mm, rundat månghörniga men ej vindpåverkade och bestå uteslutande av kvarts. Matrix bildas av kvartssand med 0,5—3 mm kornstorlek, understundom med mycket kaoliniserad fältspat. Bindemedlet är kiselsyra, som dock ej fullständigt fyller mellanrummet mellan kornen. Konglomeratet kan enligt Hadding ha avsatts såväl i rinnande vatten som vid öppen kust.

Av stratigrafiskt intresse är detta konglomerats läge, vilket ej är vid botten av sedimenten. Hadding hävdar, att bottenkonglomerat saknas Torekov. Konglomerat uppträda på många ställen i Skånes underkambrium ofta icke ens i arkosen utan först högre upp, påpekar Hadding. Trots att förf. kunnat konstatera ett arkoskonglomerat omedelbart över gnejsen i Torekov (fig. 1), har det sitt intresse att ta del av Haddings tolkning av de underkambriska bottenlagrens stratigrafi 1927 och 1929).

De faktorer, som avgjorde resultatet av det transgredierande havets inverkan på det från gnejsen härrörande vittringsgruset, voro vattenrörelsernas styrka och moderbergartens kornstorlek. En förutsättning för uppkomsten av ett arkoskonglomerat är grövre material i moderbergarten. Av starka vattenrörelser under längre tid uppslammas allt finare lösvittrat material, medan de grövsta partiklarna enbart hållas i rörelse, varvid fältspatkornen splittras och avlägsnas, under det att de motståndskraftiga kvartskornen rundas och anrikas på platsen. Samtidigt nötes det fasta underlaget, så att mjukare, vittrade delar brytas loss, tills det friska berget ligger i ytan. Då blir lagerföljden: nederst frisk gnejs, täckt av kvartskonglomerat — ett bottenkonglomerat — och därpå sand, om transgressionen går vidare.

Om vattenrörelserna vid stranden ägt mindre kraft eller vattenlinjen förflyttats snabbt, har vittringsgruset ej underkastats så stark bearbetning och sortering. Allt fint material har ej sköljts bort, fältspatkorn finnas kvar, partiklarna äro kantiga. Likaså undergår substratet ej så stark nötning, varför vittrade partier av gnejsen finnas kvar i ytan. Men en annan effekt kan den svaga rörelsen ha åstadkommit, i det den lyft de grövre kornen, så att arkosen nederst består av finare partiklar, medan grovkorniga skikt träffas högre upp.

Utvecklingen av ett högt över formationens botten beläget konglomerat kan också enligt Hadding bero på en stagnation i transgressionen, så att det i strandlinjen bearbetade vittringsgruset särskilt länge svallats, varvid fältspatkornen söndersmulats och kvartskornen nötts och eventuellt förts ut på djupare vatten och där avsatts på sandlagren.

Den av Hadding ovan påtalade effekten av rörelsen i vattnet, nämligen att grövre korn föras uppåt, torde kunna uteslutas beträffande det konglomeratlager i profil C, som ligger över det Scolithus linearisförande arkosskiktet (3:dje resp. 4:de banken uppifrån räknat). Det är omöjligt att tänka sig, att något grovt material av vågrörelsen tvingats passera upp genom Scolithuslagret, då rörstrukturen i detta därvid borde ha förstörts. Diagonalskiktningen, som förekommer så rikligt i Torekovslagren, tyder på att materialet avsatts i strömmande vatten, i ett floddelta. Växlingen i kornstorlek och fältspathalt får väl då ses som ett resultat av variationerna i strömmens styrka.

De fossila spåren i Torekovs underkambrium

De underkambriska lagren innehålla följande fossila spår av organismer: *Scolithus errans*, *Scolithus linearis* Haldeman, *Monocraterion* *tentaculatum* Torell, *Diplocraterion parallelum* Torell. Beträffande *Diplocraterion parallelum*, *Monocraterion tentaculatum* och *Scolithus linearis* hänvisas även till bildmaterialet i Westergård (1931), beträffande *Scolithus errans* till Hadding (1929 fig. 35).

Särskilt vid profil A har *Scolithus errans* iakttagits. De mest typiska spåren upptäcktes i ett löst sandstensblock, vilket insamlades just vid profil A. Spårens bredd är 4 mm och höjden 2 mm. Där spåren korsas, kan man tydligt se, hur det ena går obrutet genom det andra, vilket avstängts genom tunna sandväggar, tydligen bildade, när ett djur kröp fram i den ej spärrade gången. Detta visar, att spåren ej kan ha åstadkommits genom att fasta föremål av spårens form inbäddats i sanden, ty då skulle spåren ej kunnat ligga i nivå med varandra vid korsningsstället.

Scolithus linearis, Haldeman, karakteriseras av vertikala tuber, medan *Scolithus errans* har i huvudsak horisontellt gående spår. Det synes olämpligt att föra så olika spårtyper till samma släkte. Däremot råder stor likhet mellan *Scolithus linearis* och *Monocraterion tentaculatum* Torell. Detta senare spår utgöres också av en lika bred vertikal tub, dock med överändan av röret vidgad till en tratt, under det att Scolithus linearisröret har ungefär samma bredd efter hela sin längd. Det är trots detta svårt att skilja de båda formerna i de enskilda fallen. Westergård säger härom (1931): »Monocraterion resembles Scolithus, with which it indeed has been identified. It is evident that incomplete specimens of the former, with the funnel not preserved, cannot be distinguished from the latter.» På hans fotografier av de båda spårtyperna på horisontella ytor förefaller det lätt att skilja dem, då Monocraterionrören tyckas vara begränsade mot omgivningen med en tydligt avsatt vägg (Pl. V 1 a, Pl. VI 1). Sådana spår ha också påträffats i Torekov (fig. 3), men emedan spår med och utan vägg uppträda blandade och i övrigt äro så lika, förefaller skillnaden inte vara primär utan bero på olika god detaljering av det fossila spåret t. ex. som en följd av olika kornstorlek. Vid blandad förekomst av spår med och utan vägg anser förf., att det är fråga om Monocraterion, om än med en viss tvekan. Därför markerar kartan endast med ett tecken förekomsten av fossila spår i form av enkla vertikala tuber (jämför de U-formiga Diplocraterion). Dock urskiljes bland dessa den säkra Scolithus linearisformen (fig. 2) med särskild symbol. Denna bild visar typisk Scolithus linearis från profil C. De raka 7—8 mm breda tuberna stå tätt packade. Det fotograferade blocket är slaget från fast klyft. Vid samma lokal ha flera lösa block iakttagits, dels med täta rör dels med glesa. I intilliggande bankars överyta kan man på några få ställen finna tättsittande runda märken, vilka givetvis måste vara Scolithus linearis.

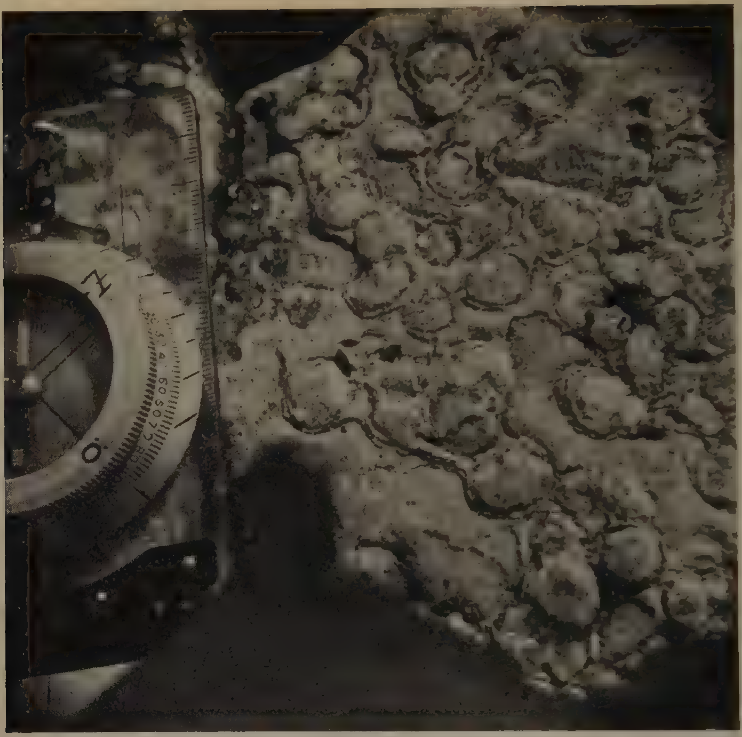


Fig. 3. Monocraterion tentaculatum, skiktyta. Trattmynningarna omges av en 1 mm tjock vägg, som är enkel, dubbel eller 3-dubbel. Den förenar flera rörmynningar till grupper.

Välutbildad *Monocraterion tentaculatum* med vackra mynningstrattar har konstaterats på några ställen i Torekovsområdet, t. ex. i norra delen av den dubbla udden inom sektion I (fig. 4). I diagnosen till *Monocraterion tentaculatum* (Westergård 1931) anger Torell trattarnas diameter till 30—40 mm. Westergård uppger själv 10—15, sällan 20 mm. Vid ovannämnda lokal ha av förf. 5—6 cm vida trattar iakttagits. På fig. 4 synas även ett flertal smärre mynningar, som givetvis också torde vara *Monocraterion tentaculatum*. Men nog likna de *Scolithus linearis* förvillande.

Fastän trattarna ej blivit utvittrade, äro Monocraterionspåren i fig. 3 lättbestämda. Vid jämförelse med Westergård (1931) Pl. V 1 a och VI 1 framträder hos hans exemplar en ganska tjock vägg i spårets periferi, medan spåren i förf:s fig. 3 omges av en tunn vägg (c:a 1 mm). Delvis är den tydligt dubbel, på några ställen t. o. m. 3-dubbel. På Westergårds Pl. V 1 b ser man (på vertikal yta) tuberna vidgas upptill och därvid börja klyvas. På vågrät yta (Westergård Pl. V 1 a) synas då två

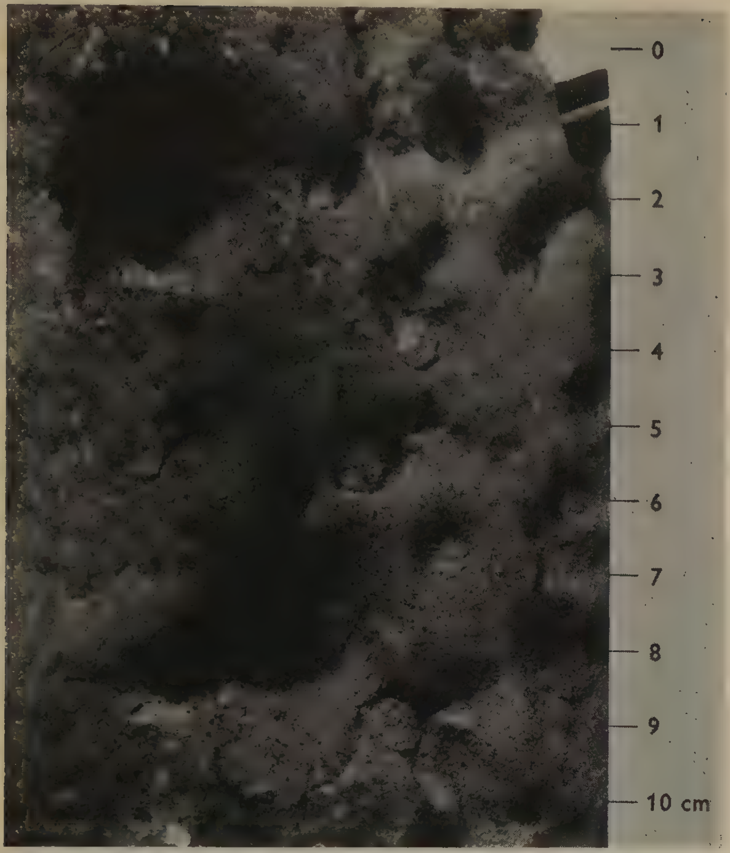


Fig. 4. Monocraterion tentaculatum, skiktyta. En utvittrad nära 3 cm vid mynningstratt. Foto Ritz.

tättliggande rörmynningar, som äro mer eller mindre otydligt skilda från varandra, men de ligga inom en gemensam vägg. Förf:s fig. 3 visar, hur mynningarna hänga samman i mer eller mindre individrika grupper med förenande väggar. Stundom är den ena delen av en dubbel rörmynning tydligt mindre än den andra. Det hela kan kanske tolkas som olika långt gångna delningsprocesser. Ibland anta Monocraterion-spåren otydlig form, särskilt om materialet är grovt. I regel kan man då i närheten leta reda på några mera distinkta exemplar och så vinna visshet, men ibland lyckas man ej finna dylika, såsom t. ex. vid det isolerade området c:a 400 m Ö om profil B.

Diplocraterion parallelum Torell frapperar genom sitt utseende både på vertikal och horisontell yta, i det förra fallet U-liknande, i det senare

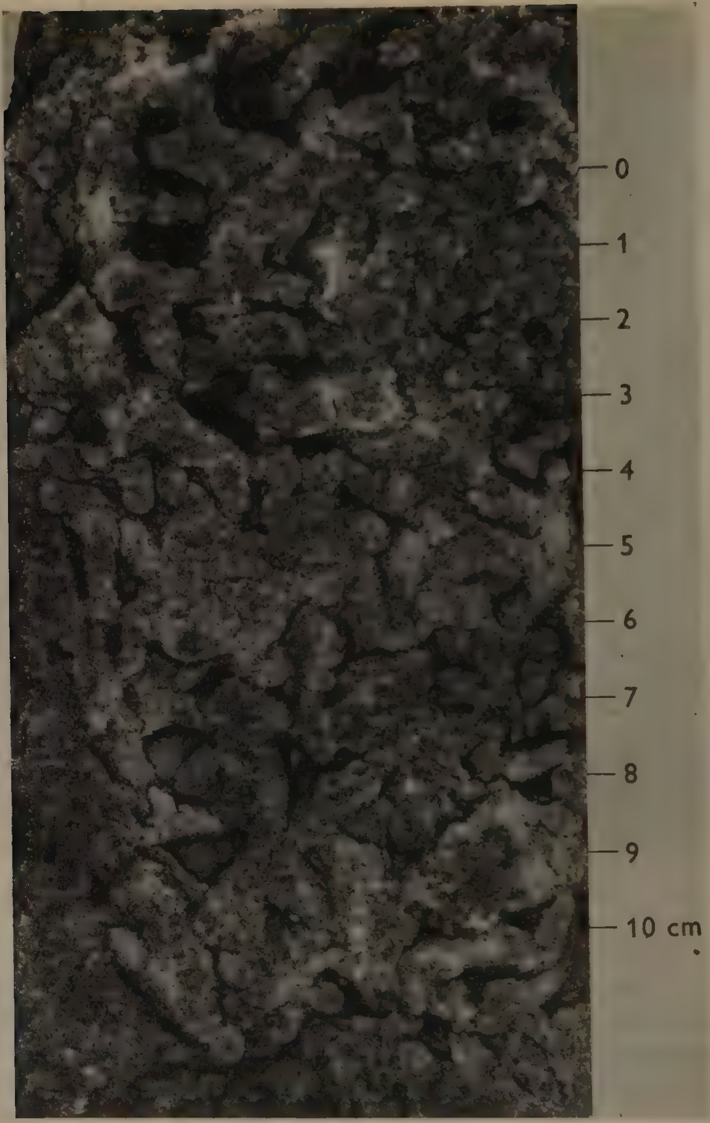


Fig. 5. Diplocraterion parallelum, skiktyta, som mest innehåller de nedre omböjningarna av det U-formiga spåret, av förf. kallat »Diplocraterion-gytter» (se profil D). Foto Ritz.

hantelformat. En viss variation förekommer, först och främst beträffande måtten. Bredden på U-et har Westergård (1931) funnit vara från 1,2 till 7,5 cm. Förf. har i Torekov konstaterat en minsta bredd på

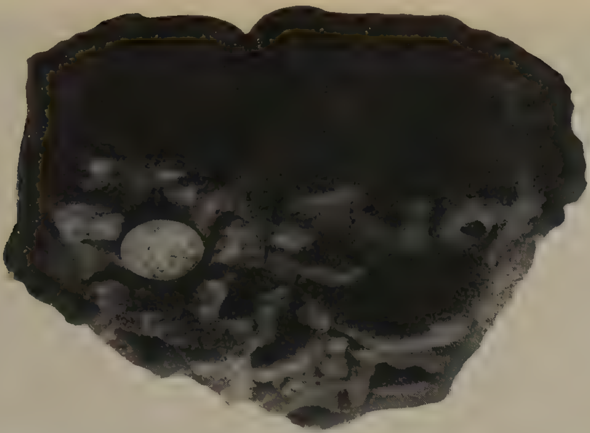


Fig. 6. »Diplocrateriongytter» (jämför föreg.) i löst block, med 3 tydliga omböjningar, vilkas konvexitet markerar bankens underyta (med 1-öringen).

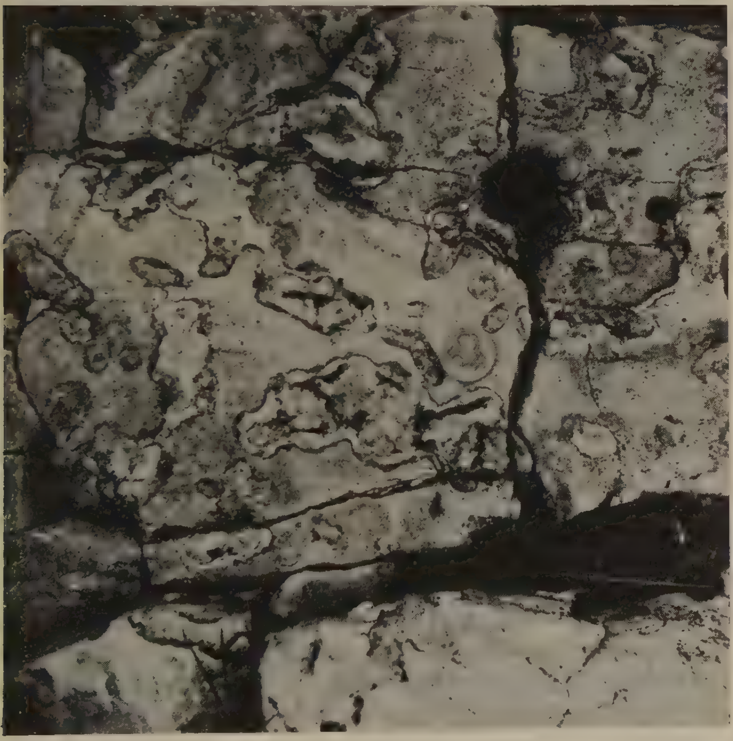


Fig. 7. Diplocrationspår på skiktyta. Flera mer eller mindre tydliga spår i klungor, som omges av en oregelbunden c:a 1 cm tjock sandig vägg.

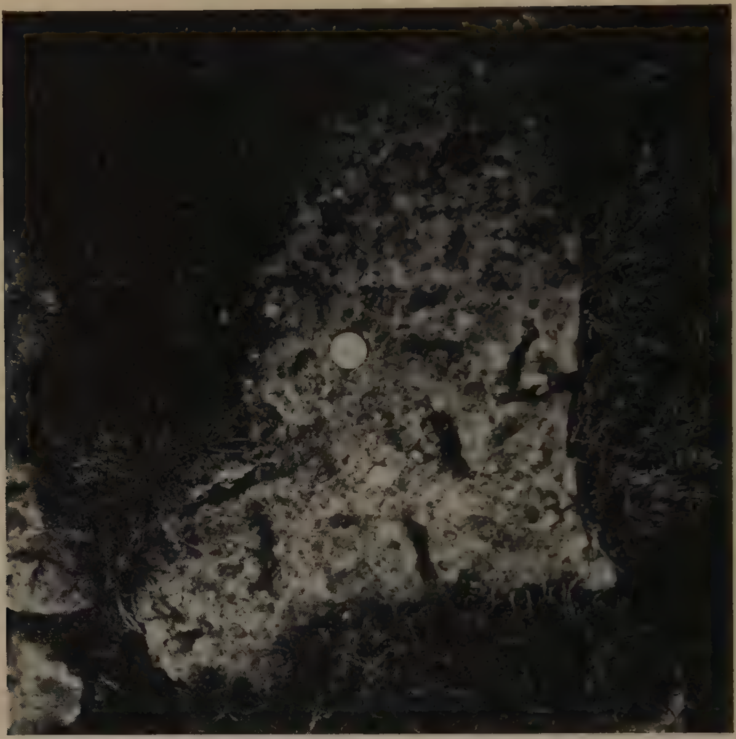


Fig. 8. Diplocraterion parallelum i arkoskonglomerat nära profil C, skiktyta (myntet en 10-öring).

1,1 cm hos ett flertal spår i ett löst block, i fast klyft 1,3 cm. Tubernas tjocklek mätte hos dessa spår c:a 1 mm. Något enstaka spår av 7,5 cm bredd och kanske mer har också påträffats. Liksom i Westergårds material är 2,5—3,5 cm den vanligaste bredden i Torekov. Diplocraterionspårets maximala utsträckning i vertikal led har Westergård funnit vara 32 cm, ett mått, som är vanligt i de grovbankade vita Diplocraterionreven i norra delen av sektion II. Förf. har mätt ett spår, som ganska säkert nådde en längd av c:a en halv m. Stenen klyver ju ej exakt efter spåren. I så fall skulle säkert större längder kunnat inregistreras (fig. 13). Holst urskiljde enligt Westergård vid Kalmarsund två Diplocraterionzoner, en lägre med en mindre form och en högre med större bredd på spåren. Westergård påpekar, att detta i stort sett stämmer men att större spår ej äro sällsynta i de lägre skikten och vice versa. Förf. finner detta passa in på förhållandena i Torekov. De mindre spåren förekomma mest i lägre lager, men fig. 8 visar 3 cm breda Diplocraterionbyglar, som höra till de lägsta spårhorisonterna.

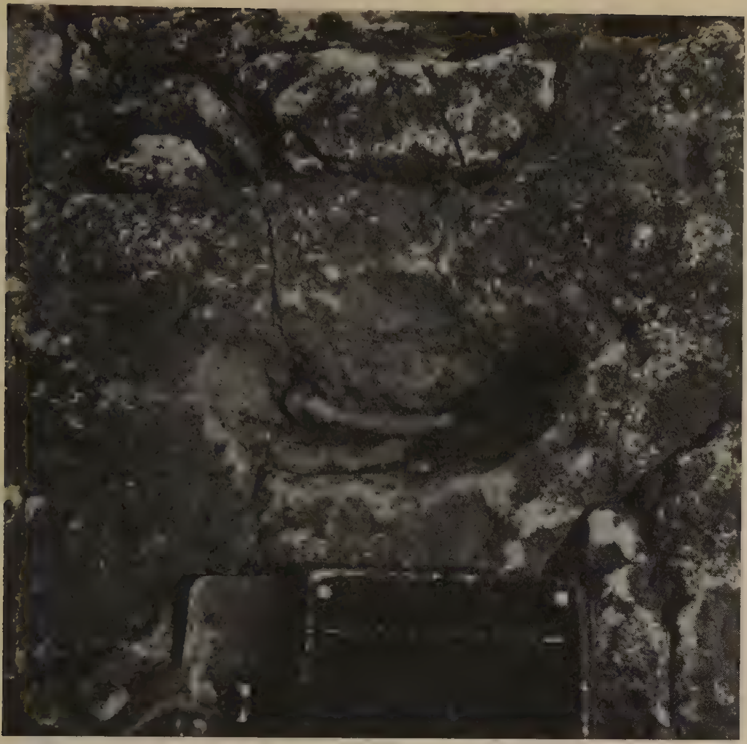


Fig. 9. Diplocraterion parallelum, skiktyta med en bygel, som ligger i en elliptisk hålighet, som uppkommit genom utvittring av ett lerigare material.

U-i-U-strukturen (Westergård 1931), som är ett viktigt kännetecken på Diplocraterion synes väl på vertikala ytor. Att U-ets skänklar förenas med en lodrät springa, Spreite, utgör ett annat viktigt karakteristikum för Diplocraterion. Den består av ett mera lerhaltigt material än bergarten omkring spåret. Denna ficka synes stundom vara vidare än tuben. Förf. har sett dels en mycket tunn Spreite, kanske 1 mm bred, medan tuberna mätte 5 mm i tjocklek, dels en lerig ellips med längdaxeln 28 mm och kortaxeln 16 mm, i vilken ficka två tuber av 7 mm diameter voro symmetriskt placerade vid ellipsens brännpunkter (horisontalsnitt). På fig. 9 ser man samma sak men med det leriga materialet utvittrat. Ellipsens längd c:a 8 cm.

En bländvit sandsten med Diplocraterionspår, som närmast omges av en mot sandstenen kontrasterande mörk massa, visar fig. 10. Spåren uppträda dels enstaka, dels »klungade». Man torde väl kunna tolka detta mörka parti som en kring U-et vidgad Spreite, som kanske i klungorna är gemensam. En c:a 1 cm tjock sandig vägg runt en Di-

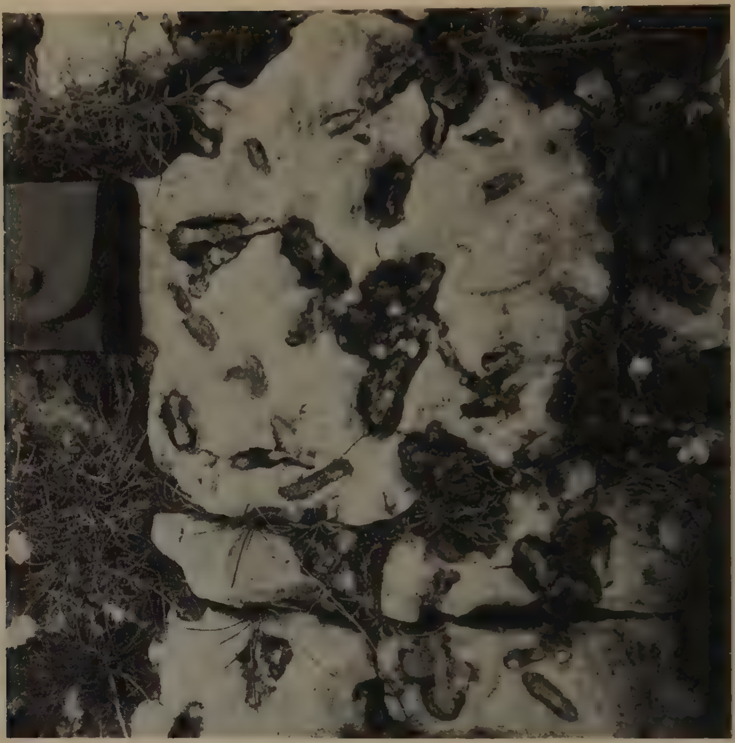


Fig. 10. Diplocraterion parallelum, skiktyta. Dels enstaka spår, dels flera tillsammans, omgivna av ett lerigt material, som starkt kontrasterar mot den vita sandstenen, av förf. kallat »klungad Diplocraterion».

plocraterionklunga ser man på fig. 7, från området N om Gråthögarne i sektion III. En sådan kan också finnas kring ett enstaka Diplocraterionspår.

Inom sektion III från den lilla viken N om triangelpunkten och mot Ö t. o. m. profil D tillhör en stor del av spåren den typ, som fig. 5 och 6 representera, ett gytter av 7—8 mm breda rör, till synes slingrande. Men vid ett närmare studium förefaller det hela bestå av 2—2,5 cm långa stumpar, ganska raka, med rundade ändar. Genom fyndet av stuffen i fig. 6 anser sig förf. ha fått ett definitivt stöd för sin tolkning, nämligen att denna spårmassa till alldeles övervägande del utgör en tät samling av Diplocraterion (man ser tre byglar ganska tydligt i fig. 6) med massvis av varandra korsande U-n, ett »Diplocrateriongytter» som förf. vill kalla det. Ett sådant representerar ett Diplocraterionsamhälle av maximal täthet.

Man kan finna ett lager med »klungad» Diplocraterion omedelbart över gytter. Om det övre är bortvittrat, syns i gynnsamma fall på gytt-

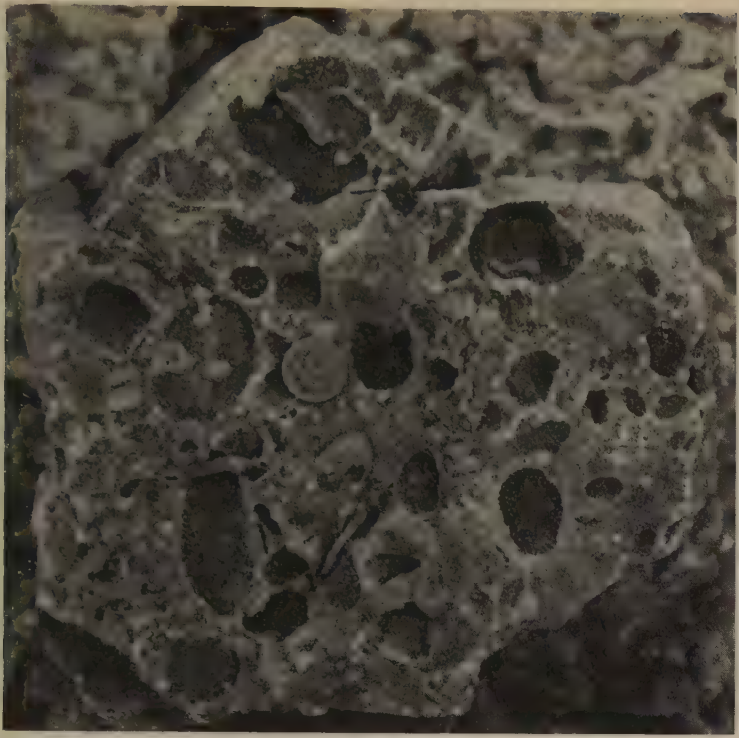


Fig. 11. Diplocraterion parallelum. Spåren genomsätta klapperformade håligheter (se kartan), som skulptera skiktytan.

rets yta liksom ett vitt nätformat mönster med dm-vida maskor. Uppe i lagret med klungad Diplocraterion breder den vita sanden ut sig emellan klungorna. Den täta populationen har översandats men ej fullständigt förintats.

En speciell typ av Diplocraterionpopulation visa de drygt halvmetern mäktiga vita Diplocraterionbankarna i norra delen av sektion II ända från diabasgång nr 3 från S räknat. Den karakteriseras av en rikedom av mycket långa spår (fig. 13).

En stark variation förefinnes i det material, som Diplocraterion kunde leva i, från finkornig sand och till cm-grovt grus, vilket senare framgår av fig. 8 med arkoskonglomerat, i vilket ganska distinkta spår kunna urskiljas. Bilden har tagits vid området N om profil C. Att Diplocraterion ej kan ha varit en sedimentslukare, torde detta fynd klargöra. Det stöder Richters teori, att Rhizocoralliderna (dit hör Dipl. enligt Westergård 1931) äro planktonfångare (Richter: Flachseebeob. IX).

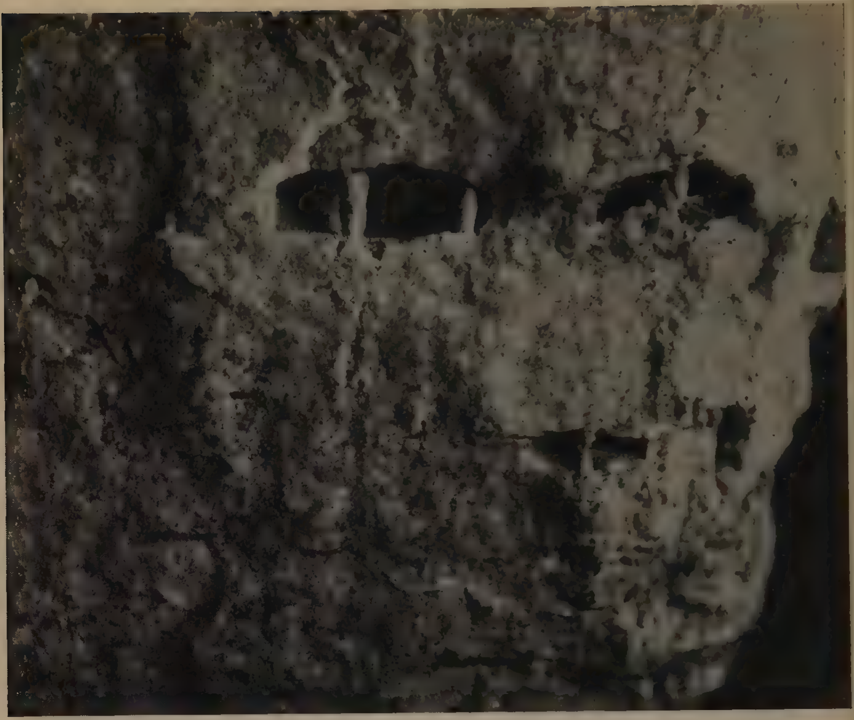


Fig. 12. Vertikala tuber, som gå igenom klapperformade håligheter liksom genom sanden över och under desamma. Pelarnas tjocklek 3 mm. Foto Sundström.

Enligt Hadding (1927 sid. 46) äro de underkambriska konglomeraten i Skåne fossilfria, men förf. har alltså i varje fall funnit fossila spår i dem. De olika formerna av Diplocraterionspår torde väl ha vållats av växlande miljö (se ovan om D.-gytter i samband med klungad D.) i deltat och ej representera olika arter.

De klapperformade håligheterna.

Över stora områden karakteriseras bankarnas yta av tättsittande rundade, elliptiska, rundat triangulära håligheter, som förete en viss likhet i form och orientering med klapperstenar (se kartan). Deras vanligaste storlek och form i horisontalsnitt framgår av fig. 11. Mera sällan finner man vertikalsnitt (fig. 12). Mellersta delen av sektion III, där stuffen på fig. 12 tagits som löst block, är det viktigaste området jämte det mellersta partiet av sektion II. Någon gång är håligheternas form mera oregelbunden och de synas flyta samman. Som framgår av fig. 12 genomtränga där cylindriska lodräta sandstenspelare håligheterna (6 i den vänstra). De 3 mm tjocka pelarna äro emellertid ej begränsade till håligheten utan fortsätta såväl uppåt som nedåt.

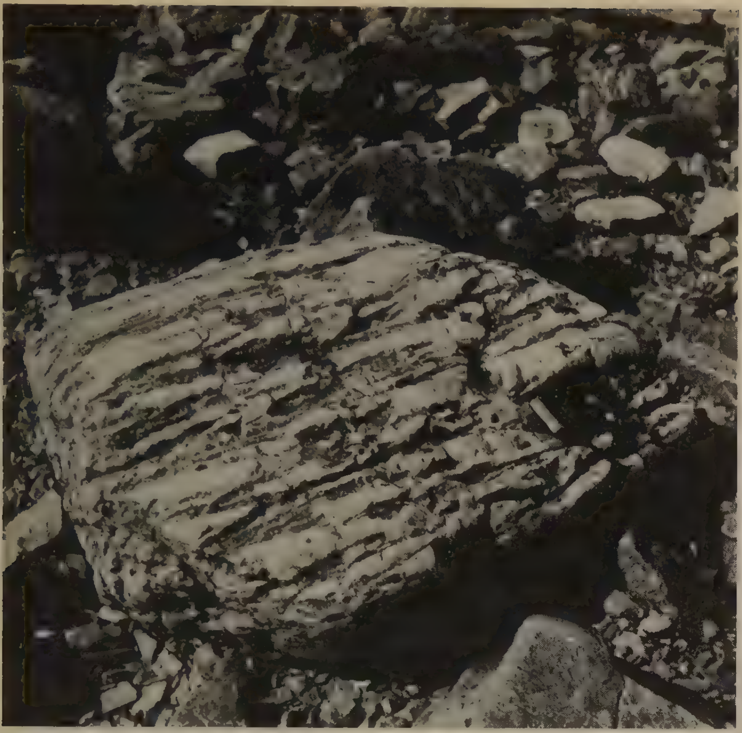


Fig 13. Diplocraterion parallelum, långa spår i grovbankad vit sandsten (obs. kompassen till höger på blocket).

Även på horisontal yta visa sig maskspår i håligheterna (fig. 11). I många fall är det tydligt och klart Diplocraterion, nämligen då spåret i typisk form samtidigt synes på vertikala ytor. På fig. 12, nedre delen, kan man följa nedåtböjda bågar, som förena pelarnas fortsättning nedanför håligheterna. Detta kunde tydas som Diplocraterion, men på stuffens vågräta yta kan man ej finna det typiska Diplocraterionspåret. Där verkar det snarast likt Scolithus linearis.

Det är inte alltid maskspår i de klapperformade håligheterna, men ofta torde de i så fall vara bortvittrade. Man kan dock ej av materialet påstå, att det alltid måste ha funnits spår i hålen. Innan förf. observerade dessa spår, föreföll det riktigast tolka hålen som utvittrade klapperstenar av någon mjukare bergart, men upptäckten av maskrören uteslöt denna möjlighet. Håligheterna måste ha varit fyllda av något så mjukt material, att organismerna kunnat genomtränga detsamma, såvida inte djuren hållit dessa hålrum öppna i sanden. Måhända har det varit fråga om vad Richter kallar »Schlickgerölle auf dem Meeresgrund entstehend» (Flachseebeob. XI). »Auch junger Schlick ver-mag aber solche weichen Gerölle zu bilden, die dann in noch gleichzeitiges Sediment eingelagert werden können.» Vidare: »Fossile Gerölle aus Stoffen die schnell bündig werden konnten (Ton, toniger Sand, Mergel, Kalkschlamm), sind also an sich nicht nur keine Beweise für eine Sedimentationsunterbrechung sondern ebensowenig Beweise für ein Auftauchen (Emersion).»

I somliga områden visa sig i sandstenen håligheter av annan form, ej klapperliknande och ej orienterade i skikten som klapper. De äro 1/2—1 dm vida, ibland ganska trattlika med rund eller elliptisk mynning. Även i dem finner man pelare, raka eller krökta. Deras sammanhang med de klapperformade håligheterna och med den form fig. 9 visar torde vara tämligen säkert. Typiska områden finnas i sektion III samt i Rekekroken. Stundom uppträda dessa håligheter enstaka, stundom i svärmar om något tiotal. Ibland ligga några så tätt, att de bilda en gemensam hålighet.

De fossila spårens stratigrafi

De fem profilernas stratigrafiska ordningsföljd och placering är ju säker endast beträffande dem, som utgå från gnejsen, nämligen B och C. Ovanpå den senare profilen torde följa spårfattig sandsten, mer eller mindre konglomeratisk. Dels har förf. vid fältarbetets början 1938 funnit det vara så, fast kontroll av iakttagelsen ej kunnat ske, dels komma sådana lager strax N om profilen i stupningsriktningen. Därför torde profil A, som nederst består av spårfattig konglomeratisk sandsten, kunna placeras tämligen nära över profil C. Profil E börjar längst ner med konglomeratiska sandstens- och arkoslager med inga eller få spår för att sedan uppåt bli allt rikare på spår, först Monocraterion och sedan Diplocraterion, varjämte arkosen följes av sandsten. Den stratigrafiskt högsta profilen är säkerligen D, som uteslutande går genom rikligt spårförande sandstenslager. I grova drag blir profilernas stratigrafiska ordningsföljd alltså nedifrån: C—A—E—D (B motsvarar nedre delen av C). Vad som ej kommit med i profilerna, är de grovbankade vita Diplocraterionreven inom norra delen av sektion II. Deras stratigrafiska plats torde vara överst i Torekovs underkambriska lagersvit, över profil D. Denna slutar ju med flera bankar, som utgöres av Diplocrateriongytter. Sådana ligga också i mitten av sektion II, d. v. s. sannolikt lägre än Diplocraterionreven i norra delen.

Profil C visar, att de lägsta spåren äro *Scolithus linearis* (fig. 2), som ingå i arkosen föga mer än 1 m över gnejsen. En meter högre kommer Diplocraterion parallelum, dels i ganska grovt arkoskonglomerat (fig. 8), dels i finkornigare skikt, som vila direkt på arkoskonglomerat.

Denna lägre arkos (profil B och C) täckes av delvis konglomeratisk sandsten, som är relativt spårfattig (profil A). Några vertikala tuber ha iakttagits, varjämte mindre distinkta vågräta spår förekomma i denna sandsten. Dock har här insamlats ett typiskt Scolithus erransblock. Observera Diplocraterionlokalen N om diabasgången! Jämför med den på motsvarande läge i förhållande till den lägsta arkosen liggande konglomeratförande spårfattiga sandstenen, som har en Diplocraterionlokal, i södra delen av sektion III.

På sandstenen följer arkos i profil A. Den är också spårfattig i de nedre delarna. Vågräta slingrande spår tolkas som Scolithus errans. Överst i arkos i profil A syns rikligt med vertikala tuber och runda märken (de senare på vågrät yta), vilka säkert äro Monocraterion tentaculatum, ty strax i närheten och något högre finnas typiska Monocraterionspår. Följer man dessa bankar mot N i södra delen av sektion II fram till den andra diabasgången från S räknat, får man se Diplocraterion på några smärre ytor, som förmodligen ligga ett fåtal meter över toppen på profil A.

Nedre delen av profil E (längst ner spårfri, delvis konglomeratisk sandsten och arkos, varpå spårfattiga lager följa) kan konnekteras med mitten av profil A och de närmaste lagren fram till den omtalade diabasgången (nr 2 från S). Över de delvis konglomeratartade bottenlagren i profil E kommer praktiskt taget endast Monocraterionspår, men Diplocraterion blir rikligare mot profilens topplager. Detta stämmer också med förhållandena i de andra sektionerna, där Diplocraterion blir vanligare, när man förflyttar sig i lagrens stupningsriktning till stratigrafiskt högre skikt. Denna tendens är tydlig inom profil D, som torde ligga stratigrafiskt högre än E, ty den består helt av fältspatfri sandsten. Här kommer över i huvudsak Monocraterionförande lager rikligt med Diplocrateriongytter i profilens övre del och även något klungad Diplocraterion. Inom sektion III finns en liknande stratigrafi från den lilla viken N om triangelpunkten och mot Ö. I sektion II blir motsvarande parti det, som ligger mellan den andra och den tredje diabasgången. Som den troligen högsta stratigrafiska avdelningen kommer de grovbankade vita Diplocraterionreven inom norra delen av sektion II.

Tektoniken inom Torekovs underkambrium

Mätning av lagrens stupning och strykning (se kartan) har utförts tämligen likformigt över hela området. Variationen är ganska ringa, särskilt beträffande stupningens styrka, vars medelvärde är 6,6° (på

122 observationer), största stupningen 20°, minsta 0°. I stort sett är stupningens styrka lika i hela området, medan stupningens riktning svänger mellan nordlig i södra delen av området (sektion I och II) och nordostlig i norra halvan (sektion III och IV). Lägre lager förete större växlingar än högre och visa, som Hummel säger, undulerande lagring, ja, ibland skålformig (södra delen av sektion III). Skikten ha alltså i stort sett tippats mot N—NO. Flera breccior med förkastningar ha konstaterats, varjämte andra breccior utan iakttagbara vertikalrörelser förekomma.

Gränsen i S för det underkambriska området torde ej betingas av förkastning. De sydligaste bankarna stupa 7° mot N 25°V. De bestå av sandsten med Monocraterionspår och torde stratigrafiskt motsvara de Monocraterionlager, som ligga omedelbart N om den nordligaste diabasgången i sektion III. Man får alltså tänka sig, att S om sydgränsen för sektion I och ner till urberget vid Torekov funnits lager (kanske ännu anstående under vatten och jordartstäcke) motsvarande de spårfattiga arkos- och sandstenslagren mellan den nordligaste diabasgången och sydgränsen för sektion III.

Sektion I gränsar mot sektion II med en c:a en halv meter bred breccia, riktad N 60°V, N om vilken anstår spårfattig sandsten och kvartskonglomerat, som äro stratigrafiskt lägre lager än de, som ligga på samma nivå strax S om breccian. Följaktligen har det skett en sänkning S om breccian. N om sektionsgränsen förefalla de underkambriska lagren vara ostörda av förkastningar ända fram till närheten av urbergsområdet N om sektion II, även om flera breccior genomskära lagren i mitten av sektionen. Längs diabasgångarnas kontakter gå djupa vittringszoner. Särskilt vid den andra diabasgången från S räknat ligger det nära till hands att förutsätta en förkastning, dels på grund av den lilla skillnaden i fältspathalt i lagren på ömse sidor, dels på grund av Diplocraterionspårens mycket större talrikhet N om gången. Men de nordliga bankarna ligga något högre, och under dem kan det anstå sådana, som utgöra en fortsättning av lagren S om gången på samma nivå.

Sektion II gränsar mot det centrala urbergsområdets gnejs och amfibolit med en breccia, som är c:a 5 m bred, riktning N 53°V. I den förekommer det både block av gnejs, amfibolit och arkoskonglomerat. Även här har sänkning skett på sydsidan av breccian. En trappstegsformig förkastning i nordändan av sektion II längs tre parallella breccior, gående i NS visar också, att kambrium här har en tektonisk gräns mot urberget. I ordning från Ö mot V anstår spårfri arkos, arkos med Monocraterion och sandsten med Diplocraterionrev, alltså stratigrafiskt allt högre lager, skilda av de 1/2—1 m breda brecciorna. Sänkning har följaktligen skett mot V.

Det lilla isolerade kambriska området vid profil B gränsar genom förkastning mot gnejsen i N och Ö. Den S om bokstaven B liggande arkosytan utgör några få bottenbankar, ytterst löst sammanhängande med liggandet, den vittrade gnejsen.

Sydgränsen för sektion III är ej tektonisk. Kontaktytan mellan urberget och kambrium stupar 10—15° mot N 10°O. S om den amfibolitgång, som ligger 100 m N om profil C, genomsättas lagren av flera kraftiga breccior utan att någon vertikal förskjutning kunnat konstateras, däremot vågräta tektoniska räfflor. Granatamfiboliten gränsar med breccia i N 5°O mot sandstenen V om densamma. Den östra kontakten har ej kunnat iakttagas. På båda håll om amfiboliten anstå spårfattiga sandstenslager. Mellan sektion III och IV (profil D och E) torde en förkastning ha skett med sänkning i S, som annorstädes, ty i N anstår arkos, medan Diplocraterionsandsten kommer i S. Lösa breccieblock ha iakttagits här.

I N gränsar säkerligen det underkambriska området med förkastning mot urberget, emedan lagren stupa däråt. Denna stupning är alltså tämligen motsatt riktad den vid Rekekroken, 10° mot S enligt Troedsson (1927).

Profil A (i sydligaste delen av sektion II)

Profilens topp
36 cm arkos, vertikala rör (Monocraterion?)
24 cm arkos, vertikala rör (Monocraterion?)
1 cm arkoskonglomerat, ej uthålligt
45 cm arkos
1 cm Scolithus errans?
125 cm arkos, delvis diagonalskiktad, särskilt de lägsta delarna, varav de nedersta 5 cm utgöra ett kvartskonglomerat, kornstorlek under 1 cm
15 cm fin sandsten, något fältspat
2—3 cm arkoskonglomerat
22 cm sandsten, något fältspat, överst diagonalskiktad
32 cm sandsten, delvis diagonalskiktad, glesa vertikala rör (Scolithus linearis?)
10 cm sandsten
7 cm sandsten, diagonalskiktad
sandsten, diagonalskiktad
Profilens botten.

Profil B (mitt emellan sektion II och III)

Profilens topp
10 cm arkos, diagonalskiktad, vertikala rör (Scolithus linearis?)
2 cm kvartskonglomerat
5 cm arkos
10 cm arkoskonglomerat
40 cm arkoskonglomerat, fältspatkorn 1 cm
19 cm arkoskonglomerat, fältspatkorn sällan över 0,5 cm, kvartskorn 1,5 cm
gnejs, starkt vittrad
Profilens botten.

Profil C (i sydkanten av sektion III)

Profilens topp
13 cm arkos delvis konglomeratisk (i nivå med ett närliggande arkoskonglomeratskikt med Diplocr.)
17 cm arkos

5 cm arkoskonglomerat, delvis ej konglomeratiskt, diagonalskiktat, kvartskorn klara, kantrundade, under 2 cm, fältspat kantig, under 0,5 cm
20 cm arkos, delvis konglomeratisk, Scolithus linearis (fig. 2)
24 cm arkos
15 cm arkos
3 cm arkoskonglomerat
6 cm arkos
10 cm arkos
13 cm arkos
10 cm arkos
7 cm arkos
6 cm arkoskonglomerat
20 cm arkos
3—5 cm arkoskonglomerat (fig. 1)
starkt vittrad gnejs
Profilens botten.

Profil D (i nordligaste delen av sektion III)

Hela profilen går genom sandsten.
Symboler: D = Diplocraterion parallelum
M = Monocraterion tentaculatum
H = klapperformade håligheter (fig. 11 och 12)
rör = vertikala tuber eller runda märken (på vågrät yta) d. v. s. Monocraterion tentaculatum eller Scolithus linearis
D-gytter, jämför fig. 5 och 6
D i klungor, jämför fig. 7 och 10
Profilens topp
13 cm D-gytter
10 cm D-gytter
5 cm D-gytter
10 cm D-gytter
20 cm H
13 cm D-gytter
12 cm D-gytter
10 cm D
17 cm rör, H
20 cm rör, H
20 cm D-gytter
20 cm D-gytter
15 cm D i klungor
20 cm M, D, H
25 cm D-gytter
20 cm diagonalskiktning, rör, H
12 cm diagonalskiktning, D
10 cm M, H
20 cm M
25 cm D
10 cm M
35 cm D
75 cm diagonalskiktning, böljemärken, M, D, H
15 cm M, D
20 cm M, D?
25 cm M
27 cm D
23 cm grå färg, M, D
20 cm M
10 cm M
15 cm blå färg, M
M
Profilens botten.

Profil E (i sydligaste delen av sektion IV)

Symboler: M = Monocraterion tentaculatum
D = Diplocraterion parallelum

Profilens topp
40 cm arkos, föga fältspat, mycket D, på vissa delar även mycket tydlig M
20 cm fin röd sandsten, något fältspat, M vacker tät, några D
15 cm något fältspat, M vacker tät, spridda D
15 cm fin sandsten, något fältspat, M?
20 cm konglomeratisk sandsten, partiklarna mindre än 0,5 cm, M otydlig grov
25 cm sandsten, nästan ren, M ljusa fläckar med brun ring
30 cm sandsten, nästan ren, M tydlig tät, grov
25 cm arkos, M tydlig tät, grov i formen
25 cm arkos, M tydlig tät, 3 cm vida mynningar
5 cm arkos, M tydlig
15 cm arkos, diagonalskiktad, M på finkornigt material, D liten på 1/2 m^2
20 cm arkos, diagonalskiktad, M, ytan bär fläckvis tättsittande spår
15 cm diagonalskiktad arkos, stupar 5° mot N, M
20 cm arkoskonglomerat, undre delen föga fältspat
Profilens botten.

Litteraturförteckning

Hadding, A. 1927: The pre-Quarternary sedimentary rocks of Sweden. I—II. — Kungl. Fysiografiska Sällskapets handlingar. Lund. 38. Meddelande från Lunds Universitets geol.-mineralog. institution N:o 32.

— 1929: D:o III. Meddel. fr. Lunds Univ. g.-m. inst. N:o 41.

Hansen, K. 1936: Die Gesteine des Unterkambriums von Bornholm, Köpenhamn.

Hummel, D. 1872: Öfversigt af de geologiska förhållandena vid Hallands Ås. — (Öfvers. av Kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar N:o 5 1871, Stockholm).

— 1877: Beskrifning till kartbladet »Båstad». Sveriges geol. unders. N:o 60, Stockholm.

Richter, Rud. 1924: Flachseebeobachtungen zur Palaeontologie und Geologie IX och XI — Senckenbergiana Bd VI. Ht 3/4. Frankfurt a. M.

Troedsson, G. T.: Bidrag till Hälsingborgstraktens geologi. — Redog. för Högre allm. lärov. i Hälsingborg läsåret 1929—30. Hälsingborg.

Westergård, A. H. 1931: Diplocraterion, Monocraterion and Scolithus from the lower cambrian of Sweden. S. G. U. Ser. C N:o 372, Stockholm.

Anmärkningar till kartan

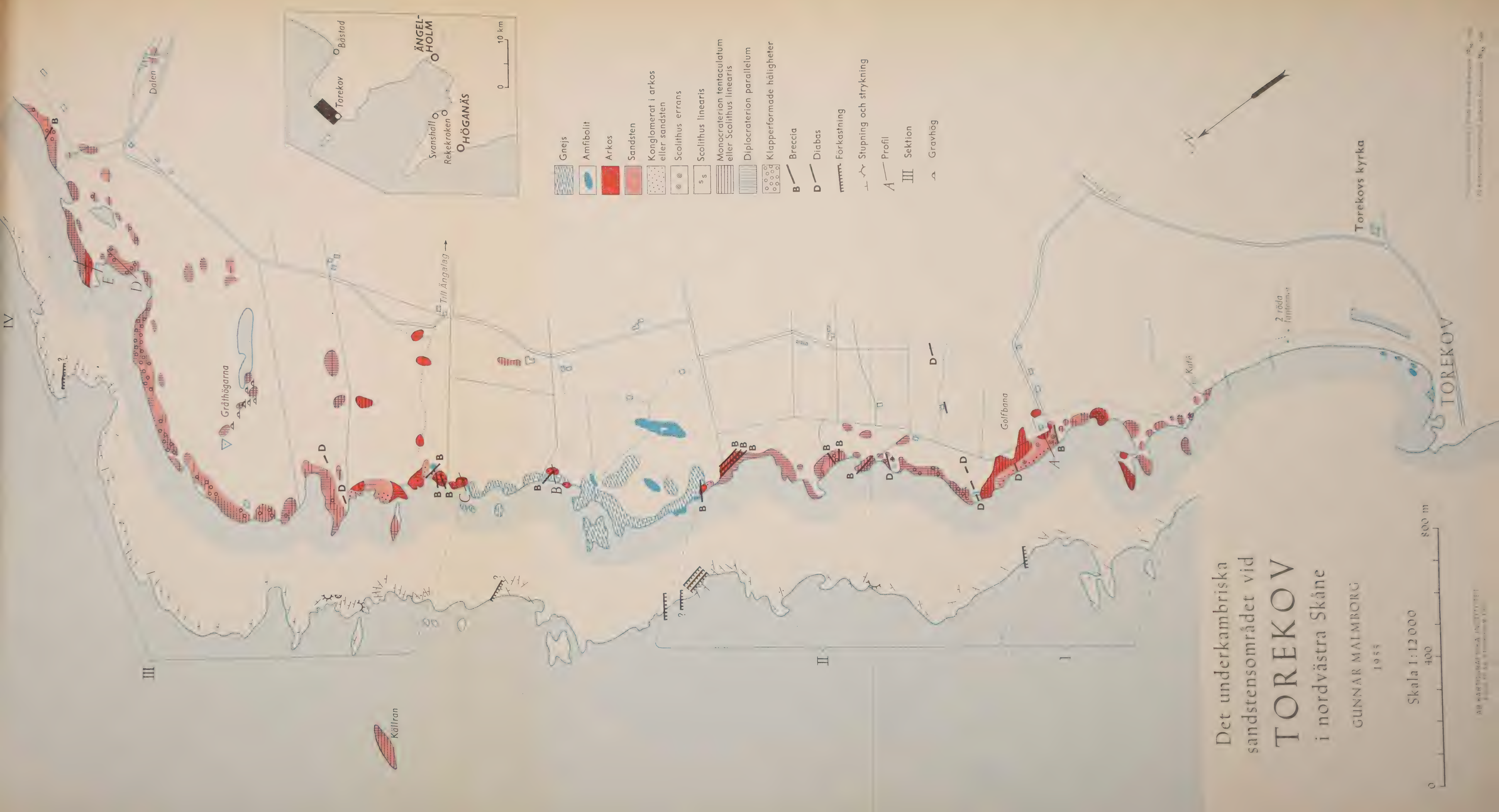
Underlag utgör ekonomiska kartan i skalan 1 : 20 000, fotografiskt förstorad till ungefär 1 : 10 000. Kustlinjen har gjorts mera detaljerad, sjön SO om triangelpunkten har inlagts, vägar, gärdesgårdar och bebyggelse ha aktualiserats efter förhållandena i nov. 1953. Kustlinjen har dubblerats. Längs den vänstra ha stupnings- och strykningsobservationerna markerats. Ön Källran, som av utrymmesskäl ej dubblerats, är inlagd efter sjökortet.

Förkastningar och stupning vålla, att samma stratigrafiska horisonter uppträda inom fyra olika sektioner. Inom var och en av dessa stupa lagren tämligen enhetligt, mot N inom sektion I och II och emot NO inom sektion III och IV.

Stratigrafien inom Torekovsområdet motsvarar ej den av Hadding gjorda indelningen av den underkambriska lagerserien d. v. s. spårfri arkos närmast över urberget, däröver spårfri sandsten (»Hardebergasandsten» i inskränkt bemärkelse) och överst spårförande sandsten. Praktiskt taget alla lager i området innehålla nämligen spår mer eller mindre rikligt, och det finns sandstenslager, som ligger under arkosbankar.

Profilerna A t. o. m. E beskrivas på sid. 313—315.

De »klapperformade håligheterna» (fig. 11 och 12) utgöra ej hål efter utvittrade klapperstenar, vilket framgår av de genomsättande maskspåren.



Det underkambriska sandstensområdet vid TOREKOV i nordvästra Skåne

GUNNAR MALMBORG

1955

Skala 1:12000

Stocken i Öje

Ett säkert interglacialfynd

Av

G. Lundqvist.

Abstract. In an earlier paper by the author a find of timber under moraine was described. According to the geological data it was determined to be of interglacial age. Now it is discussed more detailed. And what is most important, the wood is dated with the Libby method by the station of Stockholm. The result is that the log is more than 24 000 years. It is the first find of Sweden determined as interglacial with help of the Libby method.

I »Beskrivning till Jordartskarta över Kopparbergs län» redogjordes för fynd av en tallstock i Öje socken. På geologiska grunder antogs, att den måste vara interglacial. Men man kan ju misstaga sig i sådana fall och därför vore en säkrare bestämning nödvändig eller åtminstone önskvärd. Sedan vi nu fått möjligheter till åldersbestämningar med radioaktivt kol har jag naturligtvis icke försummat en sådan prövning. Resultatet förtjänar en redogörelse.

Fyndet gjordes 1947 vid brunnsgrävning ca 700 m VNV om Öje Kapell mellan Malung och Mora. Lokalens närmare terrängformer framgå av fig. 1. Området är en jämn och flack moränrygg sträckt i ca N—S; längre mot S svänger den mot SO. Brunnen ligger på dess västsluttning 300 m ö. h., alltså bortåt 100 m över H K. En dämning av området skulle ske från söder.

Vid grävningen underrättades fil. lic. G. Rudeberg, som vid den tiden tjänstgjorde i Malung. Genom hans tillmötesgående fick jag senare del av materialet och hans insamlade uppgifter. En del data erhöll jag vid besök på platsen av en man, som deltog i brunnsgrävningen.

I länsbeskrivningen uppgavs, att stocken var av tall. Emellertid var frågan tydligen icke så enkel, beroende på att jag ej själv sett materialet in situ. Jag tog ut en liten lös träflisa och fick den bestämd till tall. Men vid den nu företagna revisionen togs en bit av själva den stockdel som Rudeberg insamlat. Den befanns vara av gran. Båda bestämningarna ha gjorts av professorerna T. Lagerberg och C. Malmström, varför felaktigheter äro uteslutna. Man kan därför nu säga, att själva stocken är av gran, men att även tallrester förefinnas.

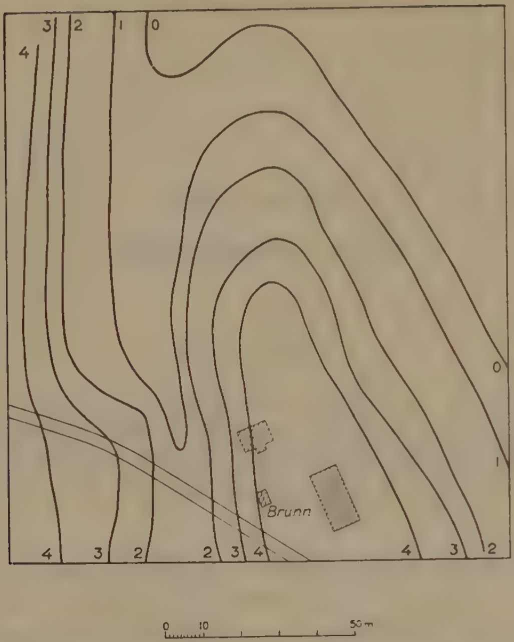


Fig. 1. Lokalen för fyndet i Öje. De mjuka och flacka formerna utesluta skredmöjligheten.

Av kartverkskommissionen godkänd för spridning den 17 december 1951.

Lagerföljden i brunnen var enligt en sammanställning av uppgifterna följande:

»A. 470 cm hård pinnmo,
B. 165 cm varvig, finmoig mjäla. Enligt Rudeberg var av lagret endast 65 cm blottat vid provtagningen, varför de följande uppgifterna komma från grävaren,
C. ? cm hård pinnmo?,
D. ca $1^1/_2$ m 'mylla',
E. 'nätt' 1 m ljusare lager! (Jag lyckades ej komma underfund med om det är minerogent eller ej, distinktionen var oföränderlig.),
F. ca 0,7 m 'lera',
G. Sand.»

Stocken låg i B och var sträckt i ca NO—SV med toppändan åt NO. I snittet var den 80 cm bred och 20 cm tjock. Den var sålunda starkt hoptryckt av de ca 5 m ovanpå liggande lagren. Detta framträdde även tydligt vid mikroskoperingen av vedstrukturen.

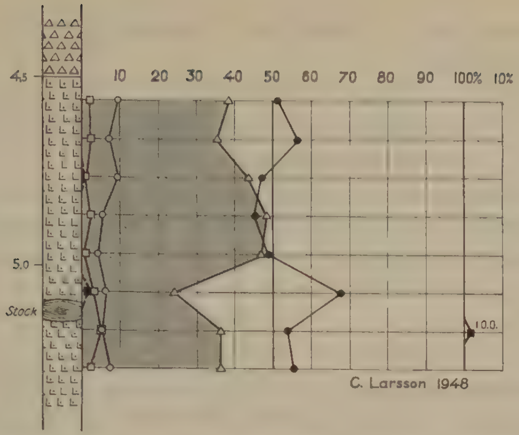


Fig. 2. Pollendiagram från lagerföljden i brunnen (jfr fig. 1). Den exceptionellt höga *Picea*-frekvensen återfinnes eljes endast under ett mycket kort skede av subatlantikum. *Picea*-halten torde knyta ihop fyndet med Bollnäsfyndet.

—△—	—●—	—○—	—□—	—▙—	—■—
Picea	Pinus	Betula	Alnus	Corylus	Ekblandskog

Pollenanalys på de prov Rudeberg insamlade framgår av diagrammet fig. 2. Man ser därav, att pollenfloran helt domineras av *Picea* och *Pinus*. Särskilt överraskande är den exceptionellt höga *Picea*-frekvensen, ca 40 %. *Betula* och *Alnus* finnas i låga frekvenser, båda under 10 %. Den flora pollendiagrammet anger kan betyda antingen täta barrskogar eller skoglöshet. För att ge en närmare belysning av pollenfloran har professor G. Erdtman på Palynologiska laboratoriet i Bromma haft vänligheten att gå igenom två av proven, ett mitt i lagerföljden och ett under stocken, med särskild hänsyn till örtpollenet. Någon skillnad på de båda proven kunde ej iakttagas. Resultatet blev följande:

»*Alnus* (typiska *incana*-pollen saknas),
Betula (förekomst av *verrucosa*-typen har konstaterats),
Corylus,
Larix (åtskilliga pollen),
Picea (sannolikt den vanliga granen, *Picea abies*),
Pinus,
Quercus,
Tilia (ej *T. platyphyllos;* 1 pollen),
Salix (1 pollen, förorening?),
Myrica (ett par pollenkorn hör med stor sannolikhet hit),
Calluna (ett par tetrader),
Övriga ericacéer (ett fåtal tetrader; ej *Calluna*, ej *Empetrum*),
Compositae (1 pollen),

Gramina (flera pollen, däribland ett pollenkorn av råg),
Cyperaceae (1 pollen),
Lycopodium selago (1 spor),
Lycopodium (ej *L. selago, inundatum, annotinum,* flera sporer),
Athyrium filix-femina (flera sporer),
Osmunda (ett rätt stort antal väl bevarade, tunnväggiga sporer med karakteristiska exinutskott och fint markerade tetrad-ärr med ännu hopstående kanter hör hit. Det är ej helt säkert, att sporerna härrör från den i Skandinavien förekommande arten *Osmunda regalis.*)»

Alnus är anmärkningsvärd, emedan i nutiden *A. incana* helt dominerar i dessa trakter. *Larix* och *Tilia* äro också av betydelse. Ett icke ringa intresse erbjuder rågpollenet, ty möjligheten, att proven äro förorenade är mycket ringa. Slutligen är *Osmunda* av särskilt intresse, emedan dess nutida utbredningsområde ligger långt från den ifrågavarande trakten. Till slut märkes, att Erdtman enligt muntliga uppgifter funnit några fragment av pollenkorn, som möjligen kunna härstamma från tertiära avlagringar.

Sammanfattningsvis kan sålunda sägas, att den genom de båda proven antydda floran uppvisade flera viktiga avvikelser från den nutida.

Pollenfloran var således i flera hänseenden egenartad, och detta omdöme gäller även lagerföljden. Då jag själv icke sett denna och icke heller tagit proven, måste jag tidigare (1951) diskutera vissa förhållanden mera ingående. Sålunda kunde man tänka sig, att ytlagret icke var morän, men besök på platsen m. m. gav vid handen, att det måste vara en hård bottenmorän, åtminstone nedåt. Men den kunde möjligen ligga i sekundärt läge genom skred eller dylikt. Så var dock icke fallet, vilket bl. a. framgår av kartan fig. 1. Pollenfloran kunde representera en förorening tillkommen på ena eller andra sättet, t. ex. vid provtagningen. Det sista måste helt avskrivas av flera skäl. En förorening på annat sätt, t. ex. att pollenet yrt ned i den öppna brunnen är också otänkbart, ty det förutsätter en regelbunden förorening genom ca $^3/_4$ m sediment.

Resultatet blev sålunda, att stocken ligger i primärt läge under en bottenmorän och i ett varvigt sediment, som icke kan ha avsatts under tillnärmelsevis nutida förhållanden på platsen. Och detta sediment innehåller *Picea*-pollen av sådan halt, som funnits i trakten endast under ett kort skede i subatlantikum. Men då rådde det sådana naturförhållanden i Öjetrakten, att ett varvigt sediment av denna typ ej kunnat avsättas i detta läge. Och min slutsats 1951 blev: »Den ovanligt höga *Picea*-halten gör, att man vill korrelera den med Bollnäsfyndet.»

Så låg frågan till, då vi äntligen fingo en möjlighet till användning av Libbys C^{14}-metod här i landet. En bit av denna stock blev därför det första eventuellt interglaciala fynd, som provades. Resultatet blev enligt rapporten av fil. kand. G. Östlund, att stocken är mer än 24 000 år. Närmare kan man icke komma med den använda dateringsmetoden. Men för 24 000 år sedan låg iskanten i Nordtyskland och sannolikheten, att Öjetrakten då var isfri är obefintlig. Återstår alltså endast, att stocken är äldre än sista nedisningen.

Fyndet är av stort intresse, emedan det är det första i vårt land, som med en i sammanhanget användbar metod påvisats vara säkert interglacialt. Det för en landis utsatta läget anger också, att det måste vara från den sista interglacialen.

Tillägg

Sedan föregående tryckts har professor Erdtman fortsatt undersökningen av några av pollentyperna. Han har därom lämnat följande uppgifter:

»*Osmunda*-sporerna i det interglaciala provet från Dalarna härröra sannolikt från *Osmunda claytoniana*, en i Nordamerika, Himalaya och Östasien förekommande art. Härför talar bl. a. exinets obetydliga tjocklek samt sporernas storlek (diameter omkring 50 μ). Exinets excrescenser äro tättsittande och något oregelbundna (jämför fig. 17, sid. 165, i »Pollen Morphology and Plant Taxonomy. II», Svensk Bot. Tidskr., Bd 38, 1944). Sporerna hos den i Sverige i nutiden förekommande arten, *Osmunda regalis*, har tjockare exin med ofta oregelbundet anastomoserande excrescenser. De äro dessutom avgjort större (diameter omkring 70 μ) än hos *O. claytoniana*. Några av de interglaciala sporerna äro visserligen lika stora som normala *regalis*-sporer. Detta kan dock bero på svällning eller/och tillplattning; ett annat exempel på svällning ger den i provet anträffade sporen av *Urostachys* (*Lycopodium*) *selago;* dess diameter uppgår till 48 μ.

Sporer av *Osmunda claytoniana* ha tidigare påträffats i polska interglaciala skikt [Günz-Mindel och Mindel-Riss, däremot ej Riss-Würm; jämför sid. 42 i Szafer, W., Pleistocene stratigraphy of Poland from the floristical point of view (Ann. Soc. Géol. Pologne, Bd 82, Fasc. 1, Krakow 1953)]. Analyserna ha utförts av magister J. Oszastówna [jämför sid. 71 i Szafer, W., Pliocene flora from the vicinity of Czorsztyn (West Carpathians) and its relationship to the Pleistocene. Inst. Geol. Warszawa, Prace, T. 11, 1954]. Szafer och Oszastówna nämna ingenting om sporernas morfologi.

Bestämningen av rågpollenkornet — fyndet som sådant föranleder här ingen kommentar — är grundad på tidigare publicerade data (»Sädesslagens pollenmorfologi», Svensk Bot. Tidskr., Bd 38, 1944; jämför även fig. 4, sid. 51 i Geol. Fören. Förh., Bd 65, 1943), som kompletterats och skärpts genom faskontrastmikroskopi (»C 14 eller pollenanalys?», Dagens Nyheter 13. 4. 1955).

Faskontrastmikroskopi har även använts vid bestämningen av *Larix*-pollenkornen (man kan ej helt bortse från möjligheten att dessa kunna tillhöra släktet *Pseudotsuga* — den pollenmorfologiska gränsen mellan detta släkte och *Larix* är oskarp). Pollenkornens diameter uppgår till omkring 90 μ. Faskontrastmikroskopiska data liksom med vanliga immersionsobjektiv iakttagbara exindetaljer synas utesluta varje möjlighet till förväxling med främmande *Larix-Pseudotsuga*-pollenliknande kroppar. Pollenkorn av *Larix sibirica* (acetolyserat material från godsägare Tigerstedts kulturer i Mustila) uppvisa en otvetydig exinstratifikation: 1. tegillum, 2. bacula (ställvis glesstående, ställvis tätt gyttrade stavar med något oregelbundna tvärsnittsytor), 3. ektonexin, 4. endonexin. I den proximala, tjockare exindelen (den distala delen har en utpräglad »tenuitas») har lagerföljdens mäktighet med hjälp av ett trommelmätokular från Leitz beräknats till i det närmaste 2,25 μ. Optik och belysning: Leitz periplanokular 12, apokromat 90: 1 (A 1.32 och 1,40), monokromatiskt ljus (Leitz ljusstarka monokromator). Hos de fossila *Larix*-pollenkornen samt hos recent pollen av bl. a. *Larix decidua* har otvetydig bakulering icke iakttagits.»

Av störst intresse i detta tillägg är bestämningen av *Osmunda*-pollenet. Det må erinras om den tidigare uppgiften: »ett rätt stort antal . . .». Långflykt är väl därför mindre sannolik. I så fall ger det en ny aspekt åt områdets interglaciala flora.

Interglacialfyndet vid Boliden

Av

JAN LUNDQVIST

Abstract. The samples from the submorainic deposits at Bjurliden, near Boliden, Västerbotten, northern Sweden, which were briefly described by Grip in 1949 have been investigated more in detail. The subfossils — fragments of insects, mosses and wood — have been studied by specialists. It has not been possible to identify the insect fragments but the trees and plants are shown in the tables (pages 324 and 325). There are also shown the results from two pollen analyses (page 325). The wood fragments were numerous enough to allow a C^{14}-analysis. This has been carried out at the Stockholm station and shows that the deposit is at least 24 000 years old. As the Boliden area became free from ice only 9 000 years ago it is thus proved to be older than the last glaciation. It is notable that this is the first real proof of the interglacial age of one of the very much discussed submorainic deposits of Sweden.

Vid Geologiska Föreningens majmöte 1949 lämnade E. Grip ett preliminärt meddelande om ett fynd av submoräna växtrester vid en brunnsgrävning söder om Boliden (jfr Grip 1949). Grip, som ansåg avlagringen vara av interglacial ålder, överlämnade det insamlade provmaterialet till G. Lundqvist för vidare bearbetning. G. Lundqvist ansåg emellertid då vissa möjligheter för skred föreligga. Vid den tiden hade metoderna för åldersbestämning med radioaktivt kol utarbetats så långt, att man kunde vänta sig, att en C^{14}-bestämning skulle ge definitivt svar på frågan om Bolidenfyndets interglaciala ålder. I hopp om att erhålla en C^{14}-kontroll lät därför G. Lundqvist materialet vila. Sedan Stockholms C^{14}-station nu kommit igång med sin verksamhet har också en sådan bestämning kunnat utföras. Vidare har provens innehåll av växt- och insektsrester undersökts av specialister. På grund av bristande tid har emellertid nu G. Lundqvist överlämnat materialet till mig för bearbetning och publicering.

Jag vill då först göra ett sammandrag av Grips meddelande om fyndet, vad beträffar lagerföljden och fyndplatsens belägenhet:

»Brunnen ligger 50 m öster om landsvägen Finnforsfallet—Boliden, 350 m NNO om bron över Bjurlidträsket och 7 m över sjöns yta eller 210 m ö. h. Den ligger under högsta kustlinjen, vars höjd i denna trakt av Granlund bestämts till 241 m ö. h. Omgivande terräng utgöres av ett mot S sluttande, böljande moränlandskap.»

Den av Grip meddelade profilen genom brunnen, rekonstruerad med ledning av observationer i det uppgrävda materialet och upplysningar från gårdsägaren, Nils Marklund, har följande utseende:

»0 —0,4	m	Matjord.
0,4—1,5	»	Ljus mjäla.
1,5—1,6	»	Grus = svallad morän.
1,6—2	»	Morän, brun, med måttlig blockhalt och med högst 30 cm stora block av olika bergarter.
2 —7	»	Samma morän, men blågrå. Diskordans (ligger möjligen högre).
7 —7,5	»	Fossilförande jordlager med starkt växlande kornstorlek, troligen en strandbildning. Här finnas lerartade sediment, sand, vittringsgrus av Revsundsgranit samt väl rundade bollar av suprakrustalbergarter. Inbäddade i detta lager finnas rikliga växtlämningar.
7,5—7,6	»	Grus.
		Brunnens botten.»

Växtlämningarna i det submoräna jordlagret, vilka enligt Grip utgöras av »träpinnar, mossor och tätt hopbakade, förmultnade bladpackar» ha granskats av professorerna T. Lagerberg (vedresterna) och R. Tuomikoski (mossorna). Bestämningen av vedstyckena från olika prov redovisas i följande tabell:

Salix sp.	182	st.	Vaccinium uliginosum	6	st.
Betula alba	7	»	» Myrtillus .	2 + 3?	»
» nana	1 + 1?	»	Ledum palustre	5	»
Alnus sp.	3	»	Mineraliserade bitar . .	2	»

Prof. Lagerberg säger härom i handbrev av den 1. 2. 1950:

»Samtliga förekommande pinnar ha blivit mikroskopiskt undersökta. I tabellen förekomma två frågetecken, dessa gälla emellertid endast för arten, icke för släktet. Flera pinnar äro så små, att de erbjudit stor svårighet att preparera, och deras bevaringstillstånd har varit sådant, att någorlunda användbara tvärsnitt endast undantagsvis kunnat framställas. Den anatomiska deformeringen har för de flesta proven visat sig vara mycket kraftig och kan återföras till den kraftiga press, för vilken materialet tydligen varit utsatt.»

Tvenne prov av det fossilförande lagret ha dessutom blivit pollenanalytiskt undersökta av Carl Larsson. Pollenfloran uppvisar desamma trädslagen som makrofossilen, vartill kommer en ej obetydlig mängd längre transporterat tallpollen. Pollenanalysen av de två proven har gett följande resultat:

Prov	1	2
Pinus	6 %	33 %[1]
Betula	79 %	56 %
Alnus	1 %	3 %
Salix	14 %	8 %
	100 %	100 %

Härtill kommer i båda proven enstaka Ericacépollen samt i prov 1 dessutom Cyperacépollen och Lycopodiumsporer.

Såväl makro- som mikrofossilmaterialet antyder en strandvegetation av en sådan typ, att den mycket väl skulle kunna tänkas växa i trakten nuförtiden. Detta stämmer väl med den geologiska miljön, varom Grip säger: »Av uppträdandet att döma äro växtlämningarna avsatta vid en grund sjöstrand, där de ha bäddats in i svallgrus och finare sediment.»

Tuomikoskis bestämning av mossresterna har givit nedanstående resultat:

Aulacomnium palustre
Bryum sp.
Dicranum fuscescens
» sp.
Drepanocladus fluitans
» sp. (fluitans?)
Drepanocladus tundræ
» sp. (uncinatus?)
» sp.
Pohlia nutans
Polytrichum sp.

Fragmenten ha ofta varit så små, att det ej varit möjligt, att bestämma alla mossor till arten. I det till tabellen bifogade handbrevet säger Tuomikoski att »Ingen av arterna är sådan, som inte kunde tänkas växa i trakten nuförtiden.»

Utöver växtfossilen ha ett par subfossil av insekter påträffats. Dessa ha närmare granskats av professor C. Lindroth, men tyvärr visat sig obestämbara.

Avlagringens vedrester ha varit så talrika, att det insamlade provmaterialet räckt till för att göra en C^{14}-bestämning härpå. Denna, som utförts vid Stockholms C^{14}-station, har givit till resultat, att vedens ålder är minst 24 000 år. Då dessa trakter frilades från isen för endast 9 000 år sedan (jfr t. ex. G. Lundqvists karta i Atlas över Sverige) är det alltså bevisat, att lagret härstammar från en tid, äldre än sista nedisningen, sannolikt då den sista interglacialtiden.

---

[1] Varav $^1/_3$ är av en större, rödbrun typ, ev. Pinus cembra.

Fossilförande avlagringar, vilka antagits vara av interglacial ålder, äro kända från ett flertal platser i landet [jfr Sandegrens (1948) översikt över dessa fynd och däri anförd litteratur]. Diskussionen av åldern på dessa har tidvis varit mycket livlig. Man har bl. a. menat, att de fossilförande lagren kommit att täckas av morän genom skred i relativt sen tid, varigenom de mycket väl skulle kunna vara t. o. m. postglaciala. Även om man nog får säga, att uppfattningen om fynden såsom interglaciala numera blivit ganska allmänt accepterad, kan det dock vara av intresse, att det i fråga om Bolidenfyndet är första gången ett verkligt ovedersägligt bevis lämnats för att dessa växtrester ej äro postglaciala. I detta häfte, sid. 317, redogör dock G. Lundqvist för den på samma sätt till interglacial bestämda stocken från Öje i Dalarna, men i detta fall rör det sig dock om ett isolerat, i sediment under morän påträffat fynd, och ej om en hel lagerföljd.

Litteratur

Grip, E. 1949. Ett fynd av submoräna, växtförande avlagringar vid Boliden. Geol. Fören. Förhandl. Bd 71.

Lundqvist, G. 1954. Räfflor, ändmoräner och isrecessionslinjer. Bl. 21—22 i Atlas över Sverige utgiven av Svenska Sällskapet för Antropologi och Geografi, Stockholm.

Sandegren, R. 1948. i N. Sundius och R. Sandegren m. fl. Interglacialfyndet vid Långsele. Sv. Geol. Unders. Ser. C. Nr 495.

Wasseraufnahme- und Wasserabgabevermögen von Lias-Gesteinen aus dem nordwestlichen Schonen

Von

ERHARD KÖSTER

Die Untersuchung entstand auf Anregung des verstorbenen Professors G. Troedsson, der sich in letzter Zeit mit dem Wasservorrat im Rhät-Lias von Nordwest-Schonen und seiner Nutzbarmachung für menschliche Zwecke beschäftigte. Es ist beklagenswert, dass Professor G. Troedsson seine hervorragenden Kenntnisse der Stratigraphie von Schonen nicht mehr auf diesem Gebiet voll anwenden konnte. So wie seinen Mitarbeitern und Schülern sein Rat und seine Kenntnisse fehlen, so haftet auch dieser Arbeit das Fehlen seiner Gedanken über die praktische Auswertung der Untersuchung an. Sie hat dadurch einen rein empirischen Charakter.

»Das Aufspeicherungsvermögen des Untergrundes beschränkt sich nicht auf Grundwasserträger allein, es erstreckt sich auch auf klüftiges Gebirge, dessen Hohlräume von der Natur gegebene Behälter darstellen, die zur Zeit meist noch unausgenutzt sind, und welche zur Hebung des Grundwasservorrates dienen können» (Prinz, S. 400).

Wasser kommt in festen Gesteinen bis zu einer gewissen Tiefe in zwei Formen vor:

a) als Bergfeuchtigkeit in Form eines hauchdünnen Überzuges der die Hohlräume begrenzenden Flächen (Haftwasser),

b) als tropfbar flüssige Ausfüllung von Hohlräumen (Kapillarwasser).

Wasseraufnahmefähig sind alle Gesteine, soweit sie Hohlräume besitzen. Hierzu gehören auch die in der Praxis als wasserundurchlässig bezeichneten Tongesteine. Alle Gesteine sind in der Lage, bei Übersättigung oder unter Druck einen Teil des aufgenommenen Wassers wieder abzugeben. Die wasserhaltende Kraft kann also durch den Druck einer darüber lastenden Wassersäule mehr oder weniger überwunden werden (Keilhack, S. 85). Auch in tonigen Gesteinen kann eine natürliche, langsame Wasserbewegung vor sich gehen.

Die vorgenommene Untersuchung befasst sich mit der Frage, welche Höchstwassermenge das Gestein aufnehmen kann, und wieviel von diesem aufgenommenen Wasser bei einer den Temperatur- und Feuchtigkeitsschwankungen der Luft ausgesetzten Lagerung und bei einer Lagerung unter einem hohen konstanten relativen Feuchtigkeitsgehalt der Luft bei konstanter Temperatur wieder abgegeben wird. Faktoren, die die natürliche Auffüllung des Gesteins und die Abgabe dieses Wassers beeinflussen wie Schwerkraft, molekulare Anziehung und Druck mussten bei diesem Versuch wegen fehlender technischer Einrichtung unberücksichtigt bleiben.

Die Untersuchung wurde durchgeführt an Sandsteinen, Sandsteinschiefern und Schiefertonen der Bohrung Klappe aus einer Tiefe zwischen 22 m und 142 m. Die Proben haben ein Alter von 35 Jahren. Aus diesem Grunde war es nicht möglich, den natürlichen Feuchtigkeitsgehalt der Gesteine (Bergfeuchte) zu ermitteln. Es wurde statt dessen der Begriff »Feuchtigkeitsgehalt nach unendlich langer Zeit (∞)» eingeführt, der der Bergfeuchte vielleicht nahe liegt.

Ein Sediment im Sinne dieser Untersuchung ist ein unregelmässig angeordnetes Haufwerk von Gesteinskörperchen. Form, Grösse und Anordnung seiner Hohlräume sind verschieden und von Lagerung, Tiefe und tektonischen Vorgängen abhängig. Die Hohlräume sind daher in gesetzmässiger Weise nicht zu erfassen. Sie sind vorhanden als Spalten, Schichtfugen und Poren, oft nur in begrenztem Ausmass, weil diese durch kieselige, tonige, kalkige oder eisenoxydische Bindungen ausgefüllt und verkittet sein können.

Eine Fehlerquelle in der Berechnung des Wasseraufnahmevermögens könnte darin liegen, dass besonders tonige Ablagerungen beim Austrocknen zusammenschrumpfen können, wobei eine Verkleinerung des Porenraumes erfolgt.

Die Untersuchung erstreckt sich auf die Klärung folgender Fragen:

1. Wieviel Wasser kann das Gestein bis zur vollen Sättigung aufnehmen?
2. Wieviel Wasser gibt das Gestein in wieviel Zeit ab bei Lagerung an der Luft?
3. Wie sind die Abgabeverhältnisse bei einer konstanten relativen Luftfeuchtigkeit von 98 % und Temperatur von 21°?

Technische Durchführung

Für die Untersuchung wurden Bohrkerne mit einem Durchmesser von 132 mm und einer Höhe von 50 mm verwendet. Die Differenz zwischen dem natürlichen Gewicht dieser Kerne und dem Gewicht nach völliger Austrocknung wurde als Feuchtigkeitsgehalt nach unendlich langer Zeit (∞) bezeichnet. Die Austrocknung erfolgte im Trockenschrank 8—10 Tage bei einer Höchsttemperatur von 180°. In den letzten Tagen der Trocknung wurde die Temperatur auf 100° gesenkt. Vor dem Wiegen erfolgte eine Abkühlung im Exsikkator auf 25—30°. Nach dem Wiegen wurde der Bohrkern in einem mit Filtrierpapier abgepolsterten Becher in destilliertem Wasser 6 Tage unter 95° und 6 Nächte unter 50—60° Wassertemperatur gehalten. Diese Temperatur wurde gewählt, um eine Verletzung von Mineralien durch kochendes Wasser möglichst zu vermeiden. Erfahrungsgemäss stiegen nach 5 Tagen keine Luftperlen mehr auf. Nach einer Abkühlung von 36 Stunden im Wasser wurde der Stein bei einer Temperatur von 21° gewogen. Die sich während der Erhitzung vom Gestein losgelösten geringen Bestandteile wurden durch Filtrierung aufgefangen und bei der Gewichtsermittlung berücksichtigt. Es wird angenommen, dass das Gestein nach dieser Behandlung sein Höchstaufnahmevermögen an Wasser erreicht hat.

Bei den Proben 2—6 wurde lediglich das grösste Wasseraufnahmevermögen und der Feuchtigkeitsgehalt nach ∞ ermittelt. Bei den Proben 1 und 7—15 wurde zusätzlich das Abgabevermögen in den ersten 8 Stunden stündlich, dann nach 24 Stunden, nach 32 Stunden, nach 2, 3, 5 und 7 Tagen festgestellt. Die Gesteine wurden während dieser Zeit im Laboratorium bei 19—22° Lufttemperatur und wechselnder Luftfeuchtigkeit aufbewahrt. Sie wurden so gelagert, dass die grösstmögliche Aussenfläche der Luft zugänglich war. Bei den Proben 7, 9, 11 und 14 wurde der Versuch wiederholt und die Wasserabgabe bei einer konstanten relativen Luftfeuchtigkeit von 98 % und einer Lufttemperatur von 21° ermittelt. Alle erhaltenen Werte wurden auf 1 cbm Gestein umgerechnet.

Die Ergebnisse sind in Diagrammen dargestellt:

Diagramm 1: Grösster Wassergehalt und geringster Feuchtigkeitsgehalt nach ∞.

Diagramm 2: Abgegebenes Wasser in Litern pro 1 cbm Gestein in Zeitintervallen unter Einwirkung der täglichen Temperatur- und Luftfeuchtigkeitsschwankungen.

Diagramm 3: Abgegebenes Wasser in Litern pro 1 cbm Gestein in Zeitintervallen bei konstanter relativer Luftfeuchtigkeit von 98 % und Temperatur von 21°.

Diagramm 4: Summenlinien der Wasserabgabe, berechnet in % nach dem grösstmöglichen Wassergehalt des Gesteins in Zeitintervallen unter Einwirkung der täglichen Temperatur-

und Luftfeuchtigkeitsschwankungen und in Zeitintervallen bei konstanter relativer Luftfeuchtigkeit von 98 % und Temperatur von 21°.

Diagramm 5: Die stündliche Wasserabgabe in Litern pro 1 cbm Gestein unter Einwirkung der täglichen Temperatur- und Luftfeuchtigkeitsschwankungen.

Diagramm 6: Die stündliche Wasserabgabe in Litern pro 1 cbm Gestein bei konstanter relativer Luftfeuchtigkeit von 98 % und Temperatur von 21°.

Untersuchungsergebnisse

Probe 1: grauer, sehr feinkörniger quarzitischer Sandstein mit Toneisensteinbändern (Korngrösse 0,12—0,06 mm 8 %, 0,06—0,03 mm 42 %, 0,03—0,016 mm 24 %), stark eisenhaltig, stellenweise kalkhaltig, Kreuzschichtung, Tiefe 22,50 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 84,11 l

Wassergehalt nach	1 Stunde	81,29	Wasserabgabe	2,82 l
	2 Stunden	79,30		4,81
	3 »	77,57		6,54
	4 »	76,10		8,01
	5 »	74,66		9,45
	6 »	73,21		10,90
	7 »	71,99		12,12
	8 »	70,94		13,17
	1 Tag	63,49		20,62
	1 » 8 Std.	61,49		22,62
	2 Tagen	57,95		26,16
	3 »	51,23		32,88
	4 »	47,23		36,88
	5 »	43,42		40,69
	6 Tagen 8 Std.	40,33		43,78
	7 »	38,78		45,33
Feuchtigkeitsgehalt nach ∞		45,32		38,79

Probe 2: weisser, feinkörniger quarzitischer Sandstein mit dünnen Tonbändern und braunen Flecken (Korngrösse 0,12—0,06 mm 45 %, 0,06—0,03 mm 33 %, 0,03—0,016 mm 9 %), Kreuzschichtung, Tiefe 23,50 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 153,79 l
Feuchtigkeitsgehalt nach ∞ 13,84
Abgegebenes Wasser 139,95 l

Probe 3: dunkelgrauer Schieferton mit Lagen von Toneisenstein in wechselnder Stärke, schwach eisenhaltig, Horizontalschichtung, Tiefe 28,50 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 207,34 l
Feuchtigkeitsgehalt nach ∞ 46,06

Abgegebenes Wasser 161,28 l

Probe 4: schwach toniger, mittel- bis feinkörniger, quarzitischer Sandstein mit dünnen Tonbändern (Korngrösse 0,25—0,12 mm 45 %, 0,12—0,06 mm 48 %), leicht eisenhaltig, Horizontalschichtung, Tiefe 43,50 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 235,77 l
Feuchtigkeitsgehalt nach ∞ 2,35

Abgegebenes Wasser 233,42 l

Probe 5: dunkelgrauer, überwiegend toniger Sandsteinschiefer, eisenhaltig, Horizontalschichtung, Tiefe 58,50 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 189,09 l
Feuchtigkeitsgehalt nach ∞ 8,85

Abgegebenes Wasser 180,24 l

Probe 6: weisser, leicht toniger, feinkörniger quarzitischer Sandstein (Schleifsandstein), (Korngrösse 0,25—0,12 mm 4 %, 0,12—0,06 mm 84 %, $<$ 0,06 mm 12 %), eisenhaltig, Horizontalschichtung, Tiefe 63,40 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 241,71 l
Feuchtigkeitsgehalt nach ∞ 14,23

Abgegebenes Wasser 227,48 l

Probe 7: hellgrauer, feinkörniger quarzitischer Sandstein mit papierdünnen Tonschichten (Korngrösse 0,12—0,06 mm 56 %, $<$ 0,06 mm 44 %), Kreuzschichtung, Tiefe 118,00 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 212,26 l

Wassergehalt nach	1	Stunde	208,01	Wasserabgabe	4,25 l
	2	Stunden	205,52		6,74
	3	»	203,61		8,65
	4	»	201,70		10,56
	5	»	199,65		12,61
	6	»	197,75		14,51
	7	»	195,80		16,46

Wassergehalt nach	8 Stunden	192,18 l	Wasserabgabe	20,08 l
	1 Tag	168,28		43,98
	1 » 8 Std.	155,82		56,44
	2 Tagen	128,78		83,48
	3 »	89,35		122,91
	4 »	46,10		166,16
	5 »	21,68		190,58
	6 Tagen 8 Std.	10,34		201,92
	7 »	7,48		204,78
Feuchtigkeitsgehalt nach	∞	3,10		207,72

Eine Wiederholung des Versuches bei konstanter Lufttemperatur von 21° und konstanter relativer Luftfeuchtigkeit von 98 % hatte folgendes Ergebnis:

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 212,26 l

Wassergehalt nach	1 Stunde	212,06	Wasserabgabe	0,20 l
	2 Stunden	211,82		0,44
	3 »	211,53		0,73
	4 »	210,90		1,36
	5 »	210,65		1,61
	6 »	210,37		1,89
	7 »	209,77		2,49
	8 »	209,34		2,92
	1 Tag	208,93		3,33
	1 Tag 8 Std.	208,66		3,60
	2 Tagen	207,42		4,84
	3 »	206,03		6,23
	4 »	204,83		7,43
	5 »	204,31		7,95
	7 »	203,10		9,16

Probe 8: weisser, feinkörniger quarzitischer Sandstein mit dünnen tonigen Schichten und Toneisenstein (Korngrösse 0,12—0,06 mm 46 %, 0,06—0,03 mm 31 %, 0,03—0,016 10 %), Kreuzschichtung, Tiefe 38,50 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 184,22 l

Wassergehalt nach	1 Stunde	182,75	Wasserabgabe	1,47 l
	2 Stunden	182,12		2,10
	3 »	181,47		2,75
	4 »	180,79		3,43
	8 »	177,22		7,00
	1 Tag	163,86		20,36

Wassergehalt nach	2 Tagen	142,05 l	Wasserabgabe	42,17 l
	3 »	95,12		89,10
	4 »	50,64		133,58
	5 »	31,45		152,77
	6 »	22,83		161,39
	7 »	18,56		165,66
Feuchtigkeitsgehalt nach ∞		10,16		174,06

Probe 9: grauer Sandsteinschiefer mit Toneisenstein in wechselnder Stärke, Horizontalschichtung, Tiefe 70,40 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein		174,89 l		
Wassergehalt nach	1 Stunde	172,38	Wasserabgabe	2,51 l
	2 Stunden	167,98		6,91
	3 »	165,22		9,67
	4 »	162,73		12,16
	5 »	160,52		14,37
	6 »	158,57		16,32
	7 »	155,54		19,35
	8 »	153,19		21,70
	1 Tag	105,21		69,68
	1 Tag 8 Std.	95,19		79,70
	2 Tagen	63,78		111,11
	3 »	40,35		134,54
	4 »	28,47		146,42
	5 »	23,15		151,74
	7 »	16,93		157,96
Feuchtigkeitsgehalt nach ∞		13,82		161,07

Eine Wiederholung des Versuches bei konstanter Lufttemperatur von 21° und konstanter relativer Luftfeuchtigkeit von 98 % hatte folgendes Ergebnis:

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein		174,89 l		
Wassergehalt nach	1 Stunde	172,18	Wasserabgabe	2,71 l
	2 Stunden	170,77		4,12
	3 »	169,79		5,10
	4 »	169,10		5,79
	5 »	166,78		8,11
	6 »	164,55		10,24
	7 »	162,45		12,44
	8 »	161,39		13,50
	1 Tag	160,16		14,73
	1 Tag 8 Std.	159,19		15,70

Wassergehalt nach	2 Tagen	157,01 l	Wasserabgabe	17,88 l
	3 »	155,50		19,39
	4 »	154,48		20,41
	5 »	153,98		20,91
	7 »	152,61		22,28

Der Bohrkern zersprang während des zweiten Versuches.

Probe 10: grauer, eisenhaltiger, sehr feinkörniger quarzitischer Sandstein mit Tonlagen in wechselnder Stärke (Korngrösse 0,12—0,06 mm 17 %, < 0,06 mm 82 %), Horizontalschichtung, Tiefe 72,80 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 167,71 l

Wassergehalt nach	1 Stunde	163,45	Wasserabgabe	4,26 l
	2 Stunden	160,89		6,82
	3 »	158,19		9,52
	4 »	156,13		11,58
	5 »	153,43		14,28
	6 »	150,87		16,84
	7 »	148,89		18,82
	8 »	146,40		21,31
	1 Tag	110,10		57,61
	1 Tag 8 Std.	86,52		81,19
	2 Tagen	48,80		118,91
	3 »	29,69		138,02
	4 »	20,60		147,11
	5 »	16,12		151,59
	7 »	11,29		156,42
Feuchtigkeitsgehalt nach ∞		11,93		150,78

Probe 11: hellgrauer, sehr feinkörniger quarzitischer Sandstein mit tonigen Zwischenlagen (Korngrösse 0,12—0,06 mm 25 %, < 0,06 mm 75 %), eisenhaltig, Kreuzschichtung, Tiefe 83,30 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 160,92 l

Wassergehalt nach	1 Stunde	155,88	Wasserabgabe	5,04 l
	2 Stunden	151,69		9,23
	3 »	147,24		13,68
	4 »	142,85		18,07
	5 »	139,27		21,65
	6 »	136,11		24,81
	7 »	132,73		28,19

Wassergehalt nach	8 Stunden	129,57 l	Wasserabgabe	31,35 l
	1 Tag	81,40		79,52
	1 Tag 8 Std.	55,09		105,83
	2 Tagen	33,89		127,03
	3 »	22,57		138,35
	4 »	17,53		143,39
	5 »	14,52		146,40
	7 »	10,94		149,98
Feuchtigkeitsgehalt nach ∞		11,58		149,34

Eine Wiederholung des Versuches bei konstanter Lufttemperatur von 21° und konstanter relativer Luftfeuchtigkeit von 98 % hatte folgendes Ergebnis:

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 160,92 l

Wassergehalt nach	1 Stunde	159,98	Wasserabgabe	0,94 l
	2 Stunden	159,19		1,73
	3 »	158,93		1,99
	4 »	158,72		2,20
	5 »	158,50		2,42
	6 »	158,15		2,77
	7 »	157,48		3,44
	8 »	157,22		3,70
	1 Tag	156,74		4,18
	1 Tag 8 Std.	156,13		4,79
	2 Tagen	155,54		5,38
	3 »	154,19		6,73
	4 »	153,34		7,58
	5 »	152,81		8,11
	7 »	151,97		8,95

Probe 12: grauer Sandsteinschiefer mit Bändern von Toneisenstein, starker Tonanteil, Horizontalschichtung, Tiefe 94,80 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 199,03 l

Wassergehalt nach	1 Stunde	193,97	Wasserabgabe	5,06 l
	2 Stunden	186,42		12,61
	3 »	182,27		16,76
	4 »	177,30		21,73
	5 »	174,22		24,81
	6 »	170,69		28,34
	7 »	167,30		31,73
	8 »	163,63		35,40
	1 Tag	118,38		80,65

Wassergehalt nach	1 Tag 8 Std.	98,08 l	Wasserabgabe	100,95 l
	2 Tagen	76,39		122,64
	3 »	59,07		139,96
	4 »	49,79		149,24
	5 »	44,25		154,78 l
	7 »	37,11		161,92
Feuchtigkeitsgehalt nach ∞		3,48		195,55

Der Bohrkern zersprang während der Behandlung.

Probe 13: grauer Schieferton in unregelmässiger Lagerung, mit Sandsteinknollen und Sandsteinbändern (Korngrösse 0,12—0,06 mm 36 %, < 0,06 mm 61 %), Tiefe 102,80 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 183,45 l

Wassergehalt nach	1 Stunde	179,06	Wasserabgabe	4,39 l
	2 Stunden	165,66		17,79
	3 »	162,07		21,38
	4 »	157,98		25,47
	5 »	154,63		28,82
	6 »	148,59		34,86
	7 »	146,75		36,70
	8 »	142,25		41,20
	1 Tag	91,61		91,84
	1 Tag 8 Std.	69,13		114,32
	2 Tagen	46,62		136,83
	3 »	31,85		151,60
	4 »	23,70		159,75
	5 »	19,23		164,22
	7 »	15,37		168,08
Feuchtigkeitsgehalt nach ∞		22,93		160,52

Der Bohrkern zersprang während der Behandlung.

Probe 14: hellgrauer, toniger Sandsteinschiefer mit dünnen Schichten von Toneisenstein, eisenhaltig, gestörte Horizontalschichtung, Tiefe 132,60 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 148,21 l

Wassergehalt nach	1 Stunde	143,21	Wasserabgabe	5,00
	2 Stunden	139,85		8,36
	3 »	136,30		11,91
	4 »	132,72		15,49
	5 »	129,24		18,97
	6 »	125,92		22,29

Wassergehalt nach	7 Stunden	122,05 l	Wasserabgabe	26,16 l
	8 »	118,06		30,15
	1 Tag	70,01		78,20
	1 Tag 8 Std.	55,90		92,31
	2 Tagen	42,52		105,69
	3 »	32,77		115,44
	4 »	27,40		120,81
	5 »	24,19		124,02
	7 »	20,54		127,67
Feuchtigkeitsgehalt nach	∞	18,31		129,90

Eine Wiederholung des Versuches bei konstanter Lufttemperatur von 21° und konstanter relativer Luftfeuchtigkeit von 98 % hatte folgendes Ergebnis:

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 148,21 l

Wassergehalt nach	1 Stunde	148,00	Wasserabgabe	0,21 l
	2 Stunden	147,38		0,83
	3 »	147,11		1,10
	4 »	146,71		1,50
	5 »	146,01		2,20
	6 »	145,69		2,52
	7 »	145,51		2,70
	8 »	145,32		2,89
	1 Tag	144,75		3,46
	1 Tag 8 Std.	144,40		3,81
	2 Tagen	143,78		4,43
	3 »	142,51		5,70
	4 »	141,75		6,46
	5 »	141,00		7,21
	7 »	140,84		7,37

Probe 15: hellgrauer Schieferton mit dünnen Sandzwischenlagen (Korngrösse 60—31 μ 33 %, 31—16 μ 28 %, 16—2 μ 25 %, < 2 μ 12 %), Horizontalschichtung, Tiefe 142,50 m.

Wasserhöchstgehalt auf 1 cbm Gestein 165,14 l

Wassergehalt nach	1 Stunde	160,89	Wasserabgabe	4,25 l
	2 Stunden	152,68		12,46
	3 »	149,75		15,39
	4 »	145,52		19,62
	5 »	142,26		22,88
	6 »	138,12		27,02
	7 »	134,15		30,99

Wassergehalt nach	8 Stunden	129,89 l	Wasserabgabe 35,25 l
	1 Tag	85,46	79,68
	1 Tag 8 Std.	70,99	94,15
	2 Tagen	56,76	108,38
	3 »	46,34	118,80
	4 »	39,31	125,83
	5 »	35,24	129,90
	7 »	32,40	132,74
Feuchtigkeitsgehalt nach ∞		21,86	143,28

Der Bohrkern zersprang während der Behandlung.

Auswertung

Von den untersuchten Proben waren

tonarmer Sandstein	Nr. 4, 6,
toniger Sandstein	Nr. 1, 2, 7, 8, 10, 11,
Sandsteinschiefer	Nr. 5, 9, 12, 14,
Schieferton	Nr. 3, 13, 15.

Eisenhaltig waren die Proben Nr. 1, 3, 4, 5, 6, 10, 11 und 14, davon Probe Nr. 1 besonders stark.

Kreuzschichtungen wiesen auf die Proben Nr. 1, 2, 7, 8 und 11.

Der geringste Feuchtigkeitsgehalt nach ∞ liegt bei den

tonarmen Sandsteinen zwischen 2,4 und 14,2 l, im Mittel bei 8,3 l pro 1 cbm Gestein (Diagramm 1),

tonigen Sandsteinen zwischen 3,1 und 13,8 l, im Mittel bei 10,1 l pro 1 cbm Gestein (Diagramm 1),

Sandsteinschiefern zwischen 3,5 und 18,3 l, im Mittel bei 11,1 l pro 1 cbm Gestein (Diagramm 1),

Schiefertonen zwischen 21,9 und 46,1 l, im Mittel bei 30,3 l pro 1 cbm Gestein (Diagramm 1).

Eine Vergleichszahl hierzu bringt Lueger (S. 217), nach dem die Bergfeuchtigkeit bei Tonschiefern 5,4—7,0 l pro 1 cbm Gestein beträgt.

Der Wasserhöchstgehalt liegt bei den

tonarmen Sandsteinen zwischen 235,8 und 241,7 l, im Mittel bei 238,7 l pro 1 cbm Gestein (Diagramm 1),

tonigen Sandsteinen zwischen 153,8 und 212,3 l, im Mittel bei 175,8 l pro 1 cbm Gestein (Diagramm 1),

Sandsteinschiefern zwischen 148,2 und 199,0 l, im Mittel bei 177,8 l pro 1 cbm Gestein (Diagramm 1),

Schiefertonen zwischen 165,1 und 207,3 l, im Mittel bei 185,3 l pro 1 cbm Gestein (Diagramm 1).

Das grösste Wasseraufnahmevermögen beträgt nach Keilhack (S. 86, 87) bei

Schreibkreide	144—439 l	pro 1 cbm Gestein,
oolithischen Kalksteinen	136—170 l	» » » » ,
dichten Kalksteinen und Dolomiten	15— 25 l	» » » » ,
Sandsteinen (abhängig von Korngrösse und Verkittung)	6—269 l	» » » » .

Bei der Wertermittlung wurde die Probe 1 wegen des starken Eisengehalts unberücksichtigt gelassen. Ihr geringster Feuchtigkeitsgehalt beträgt 45,3 l, ihr höchster Wassergehalt 84,1 l. Die Abweichung gegenüber den anderen Proben ist aus den Diagrammen 1 und 2 ersichtlich.

Bei den Proben 1 und 13 sowie in geringem Masse bei 10 und 11 ist der Feuchtigkeitsgehalt bei ∞ grösser als derjenige nach 7 Tagen. Es besteht die Möglichkeit, dass bei diesen Proben durch die Trocknung eine Veränderung des Porenraumes erfolgt ist (Diagramm 2).

Der Verlauf der Kurve der Wasserabgabe in bestimmten Zeitintervallen ähnelt sich bei allen Proben unabhängig von der Gesteinsart (Diagramm 2). Alle Kurven weisen bis zum dritten Tag einen steilen Anstieg auf, bis zum sechsten einen geringen und ändern sich dann bis ∞ nur noch sehr wenig. Die Wasserabgabe der ersten drei Tage ist natürlich besonders markant in den ersten achtundvierzig Stunden.

Die Summenlinien der Wasserabgabe berechnet in % nach dem grösstmöglichen Wassergehalt des Gesteins (Diagramm 4) zeigen, dass die Wasserabgabe bei allen Gesteinen nach 7 Tagen die Höhe von ca. 90 % erreicht. Die ungefähre Hälfte des aufgenommenen Wassers war abgegeben.

nach 1 Tag	bei den Proben	11, 13, 14, 15,
» 1 Tag 8 Stunden	» » »	9, 10, 12,
» 2—3 Tagen	» der Probe	7,
» 3 »	» » »	8,
» 5—6 »	» » »	1.

Die stündliche Wasserabgabe ist aus der nachfolgenden Tabelle und dem Diagramm 5 ersichtlich. Die zum Teil starken Schwankungen können wesentlich auf einen fehlenden Konstantraum zurückgeführt werden. Luftfeuchtigkeit und Temperatur wechselten während der Untersuchungen im Laboratorium. Eine bei den Proben 12, 13 und 15 zu erkennende unregelmässige Feuchtigkeitsabgabe in den ersten 48 Stunden kann darauf zurückgeführt werden, dass die Bohrkerne sich während der Behandlung in einer Schichtfuge aufspalteten.

Die natürliche erste starke Wasserabgabe vermindert sich beim Sandstein nach der ersten Stunde, beim Sandsteinschiefer je nach der Zusammensetzung nach der ersten oder zweiten, beim Schieferton nach der zweiten Stunde. Bei verschiedenen Sandsteinen und Sandsteinschiefern macht sich ein erneuter Anstieg der Wasserabgabe in der 7. oder 8. Stunde bemerkbar, während der Wiederanstieg bei den Tonen schon nach 6 Stunden beginnt. Zwischen dem 1. und 7. Tag erfolgt ein verhältnismässig ruhiges Abklingen der Abgabemenge. Die in diesen Kurven in Erscheinung tretenden Sprünge werden die Folge der Verlagerung des Bohrkernes sein, wodurch sich die Druckverhältnisse auf kurze Zeit änderten. Nach dem Wiegen wurden die Kerne jedoch stets wieder in ihre alte Lage gebracht, sodass die Druckwirkung während des siebentägigen Lagerns die gleiche blieb.

Stündliche Wasserabgabe in l auf 1 cbm Gestein umgerechnet

nach	Sandsteine					Sandsteinschiefer			Schiefertone	
	Pr. 1	Pr. 7	Pr. 8	Pr. 10	Pr. 11	Pr. 9	Pr. 12	Pr. 14	Pr. 13	Pr. 15
1 Stunde	2,8	4,2	1,5	4,3	5,0	2,5	5,1	5,0	4,4	4,3
2 Stunden...	2,0	2,5	0,6	2,6	4,2	4,4	7,5	3,4	13,4	8,2
3 » ...	1,7	1,9	0,6	2,7	4,4	2,8	4,2	3,5	3,6	2,9
4 » ...	1,5	1,9	0,7	2,1	4,4	2,5	5,0	3,6	4,1	4,2
5 » ...	1,4	2,0	—	2,7	3,6	2,2	3,1	3,5	3,4	3,3
6 » ...	1,4	1,9	—	2,6	3,2	2,0	3,5	3,3	6,0	4,1
7 » ...	1,2	1,9	—	2,0	3,4	3,0	3,4	3,9	1,8	4,0
8 » ...	1,0	3,6	0,9	2,5	3,2	2,4	3,7	4,0	4,5	4,3
1 Tag	0,5	1,5	0,8	2,3	3,0	3,0	2,8	3,0	3,2	2,8
1 Tg. 8 Std. .	0,3	1,6	—	2,9	3,3	1,2	2,5	1,8	2,8	1,8
2 Tagen.....	0,2	1,7	0,9	2,4	1,3	2,0	1,4	0,8	1,4	0,9
3 »	0,3	1,6	2,0	0,8	0,5	1,0	0,7	0,4	0,6	0,4
4 »	0,2	1,8	1,8	0,4	0,2	0,5	0,4	0,2	0,3	0,3
5 »	0,2	1,0	0,8	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2
6 »	0,1	0,4	0,4	—	—	—	—	—	—	—
7 »	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1

Die stündliche Wasserabgabe betrug also bei den Sandsteinen allgemein in den ersten 8 Stunden zwischen 4 und 2 Litern, während die Proben 1 und 8 nur 2 bis 1 Liter abgaben. Bei den Sandsteinschiefern betrug die Abgabe ebenfalls zwischen 4 und 2 Litern. Die bis auf 8 Liter ansteigende Abgabe bei Probe 12 muss auf den gespaltenen Bohrkern zurückgeführt werden. Bei den Schiefertonen betrug die Abgabe zwischen 8 bezw. 13 und 4 Litern, deren Hauptursache ebenfalls mit der Spaltung der Bohrkerne zusammenhängen wird.

Um die Wasserabgabe unter ungünstigen Verhältnissen zu ermitteln, wurde mit den Proben 7, 9, 11 und 14 der erwähnte Versuch bei konstanter relativer Luftfeuchtigkeit von 98 % und konstanter Lufttemeratur von 21° wiederholt. Die Wasserabgabe bei diesem Versuch eigt Diagramm 3 mit einem steilen Anstieg der Kurve in den ersten 8 tunden, dem ein schwacher Anstieg bis zum 7. Tag folgt. Die Gesamtvasserabgabe erreicht jedoch keine 10 Liter im Gegensatz zu den Ababeziffern von ca. 200 Litern beim ersten Versuch. Die über 20 Liter teigende Kurve von Probe 9 ist unzuverlässig, weil das Gestein sich ei diesem Versuch in einer Fuge spaltete.

Die Summenlinien (Diagramm 4) zeigen, dass die abgegebene Wassernenge nur ca. 5 % der Wasserhöchstmenge beträgt.

Stündliche Wasserabgabe in l auf 1 cbm Gestein umgerechnet				
nach	Probe 7	Probe 9	Probe 11	Probe 14
1 Stunde	0,2	2,7	0,9	0,2
2 Stunden	0,2	1,4	0,8	0,6
3 »	0,3	1,0	0,3	0,3
4 »	0,6	0,7	0,2	0,4
5 »	0,3	2,3	0,2	0,7
6 »	0,3	2,1	0,4	0,3
7 »	0,6	2,2	0,7	0,2
8 »	0,4	1,1	0,3	0,2
1 Tag	0,3	0,8	0,3	0,4
1 » 8 Std.	0,3	1,2	0,8	0,4
2 Tagen	0,8	1,4	0,4	0,4
3 »	0,6	0,6	0,6	0,5
4 »	0,5	0,4	0,4	0,3
5 »	0,2	0,2	0,2	0,3
7 »	0,2	0,3	0,2	0,0

Die stündlichen Abgabewerte dieses Versuches sind aus Diagramm 6 rsichtlich. Die Kurven haben nur wenig Ähnlichkeit mit denen des rsten Versuches und übersteigen in den ersten 8 Stunden, abgesehen on der unzuverlässigen Abgabe von Probe 9, nur wenig $^1/_2$ Liter.

Diese letzten Versuche beweisen also, dass das Gestein unter diesen mständen nur geringe Neigung aufweist, bemerkenswerte Teile seines ufgenommenen Wassers abzugeben.

Eine höhere Wasserabgabe unter natürlichen Verhältnissen wird nter einem gewissen Druck zu erreichen sein. Er ist in der Natur bei vassergesättigtem Gestein im Hangenden je nach der Tiefe verschieden vorhanden. Ein solcher Versuch war im Laboratorium nicht durchzuführen.

Das Gewichtsvolumen der Untersuchungsreihe wurde ermittelt nach der Formel $\frac{p_2 - p_1}{p_1}$ (Keilhack, S. 90), wobei p_1 das Trockengewicht des Gesteins, p_2 das Gewicht des Gesteins nach höchster Wasseraufnahme bedeutet.

Der Wasserhöchstgehalt steht danach in folgendem Verhältnis zum Gesteinsgewicht:

bei tonarmen Sandsteinen	0,12—0,16	des Gewichts,	im	Mittel	0,14,
» tonigen »	0,06—0,10	» » ,	»	»	0,08,
» Sandsteinschiefern	0,06—0,08	» » ,	»	»	0,07,
» Schiefertonen	0,07—0,10	» » ,	»	»	0,08.

Das Porenvolumen der Untersuchungsreihe wurde ermittelt nach der Formel $\frac{V_{II}}{V_I}$ (Keilhack, S. 91), wobei V_I das Volumen der Gesteinsmenge, V_{II} das Volumen der aufgenommenen Wassermenge bedeutet.

Danach beträgt das Porenvolumen bei den

tonarmen Sandsteinen	23,6—24,2 %,	im	Mittel	23,9 %,
tonigen »	15,4—21,2 %,	»	»	17,6 %,
Sandsteinschiefern	14,8—19,9 %,	»	»	17,8 %,
Schiefertonen	16,5—20,4 %,	»	»	18,4 %.

Das Porenvolumen kann nach Keilhack (S. 91) und Reich (S. 14) betragen:

bei lockeren Sandsteinen	10—30 %,
» durch Diagenese verfestigten Sandsteinen	6,9—26,9 %,
» durch Gebirgsdruck verfestigten Schiefertonen	0,8—22,5 %, im Mittel 7,72 %.

Die Untersuchung zeigt, dass Porenvolumen und damit Wasserhöchstaufnahmevermögen wesentlich von dem Grad der Verkittung der Hohlräume auf chemischem oder mechanischem Wege abhängig sind. Die dadurch verursachten Schwankungen im Porenvolumen sind grossflächig in gesetzmässiger Weise kaum zu erfassen. Sie können sich auf kleinem Raum ändern.

Die praktische Ausnutzung des im Gestein enthaltenen Wassers wird davon abhängen, ob und in welchem Umkreis der über einer Entnahmestelle liegende Druck einer Wassersäule in der Lage sein wird, das Wasser in Bewegung zu setzen, wobei der Grad der Beweglichkeit vom Umfang und Zusammenhang des Porensystems und vom Wechsel der Gesteinsarten abhängig ist.

Literaturverzeichnis

kström, G., Troedsson, J. S. W.: Landsbygdens försörjning med konsumtionsvatten. — Kungl. Lantbruksakademiens Tidskrift, 1941, Nr. 4.
eimhalt, H. v.: Grundwasser und Quellen. — Braunschweig 1912.
eilhack, K.: Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde. — Berlin 1935.
oehne, W.: Grundwasserkunde. — Stuttgart 1928.
ueger, O.: Die Wasserversorgung der Städte. — Der städtische Tiefbau, Bd. 2. Stuttgart 1914—16.
rinz, E.: Handbuch der Hydrologie. — Berlin 1923.
eich, H.: Eigenschaften der Gesteine. — In Handbuch der Geophysik, Band VI. Berlin 1931.
roedsson, G. T.: Undersökning av möjligheten att erhålla grundvatten från Hälsingborgtraktens berggrund. — Hälsingborg 1934.

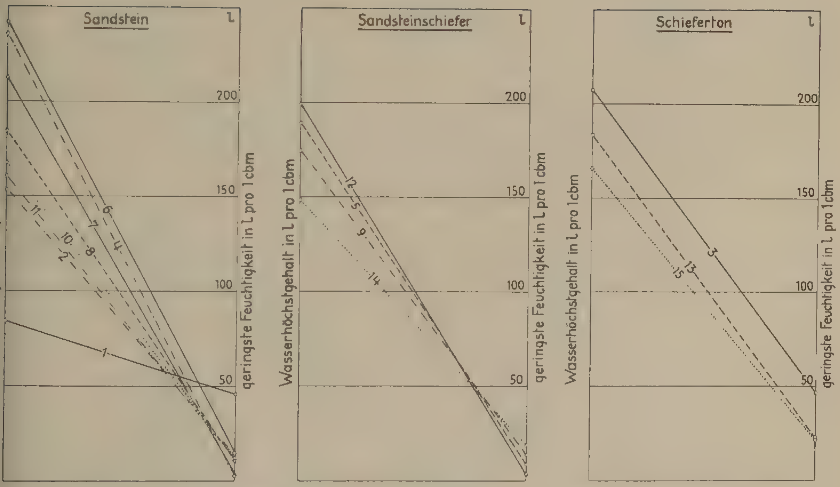


Diagramm 1. Grösster Wassergehalt und geringster Feuchtigkeitsgehalt in Litern pro 1 cbm Gestein

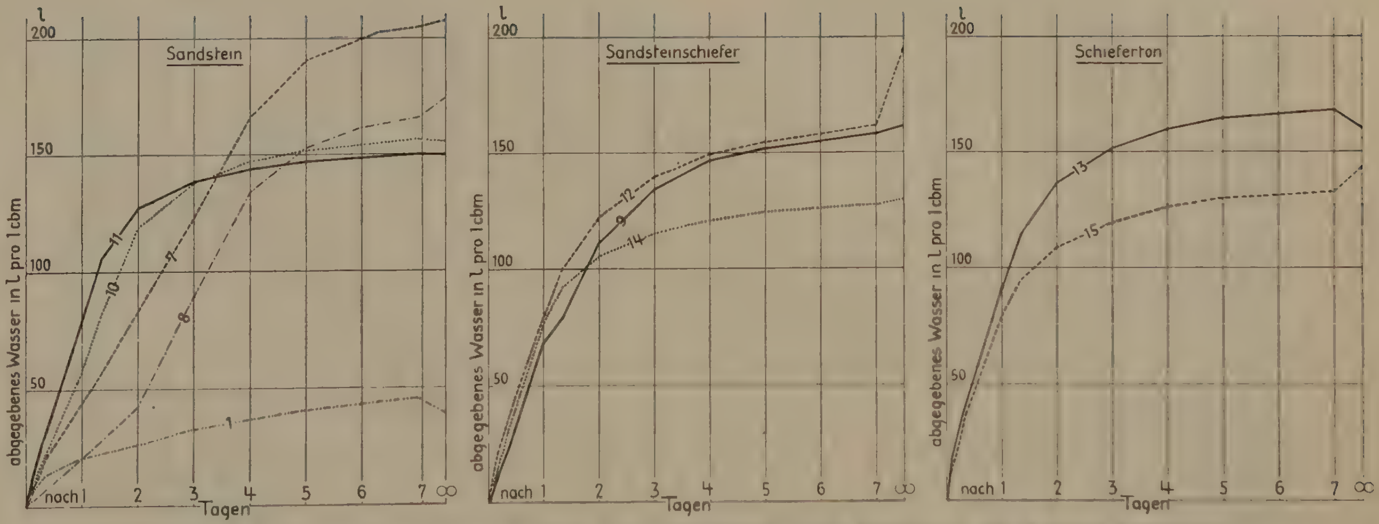
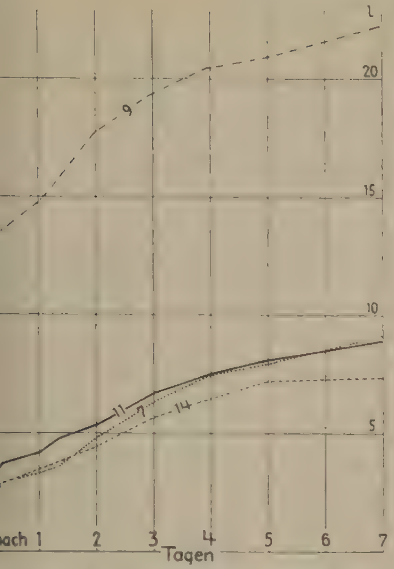


Diagramm 2. Abgegebenes Wasser in Litern pro 1 cbm Gestein unter Einwirkung der täglichen Temperatur- und Feuchtigkeitsschwankungen.



gramm 3. Abgegebenes Wasser in Li-
ı pro 1 cbm Gestein bei konstanter
tiver Luftfeuchtigkeit von 98 % und
Temperatur von 21°.

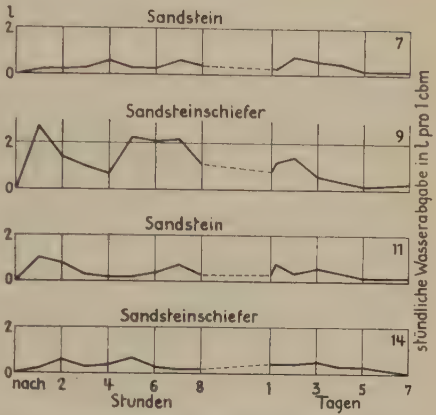


Diagramm 6. Die stündliche Wasserabgabe in Litern pro 1 cbm Gestein nach Diagramm 3.

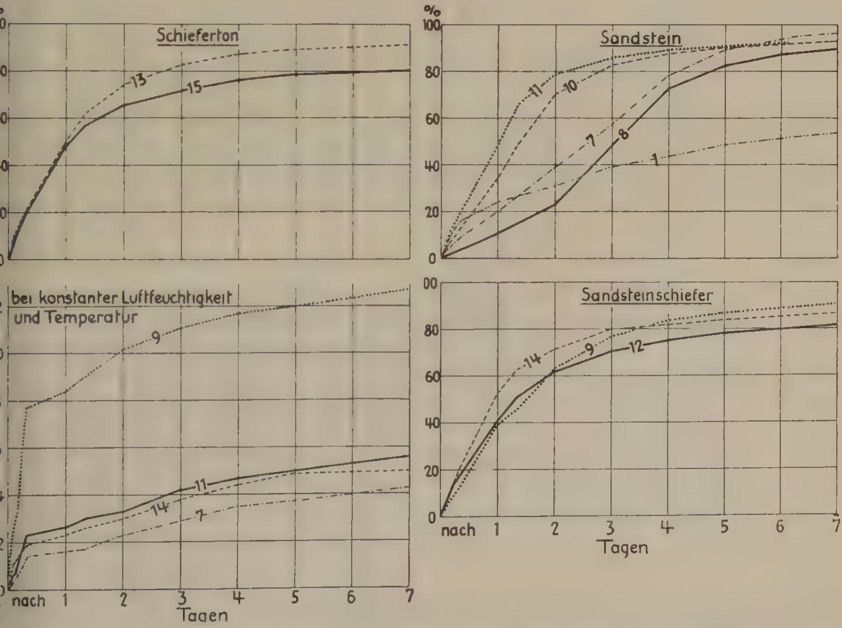


Diagramm 4. Die Summenlinien der Wasserabgabe berechnet in % nach dem grösstmöglichen Wassergehalt des Gesteins nach Diagramm 2 u. 3.

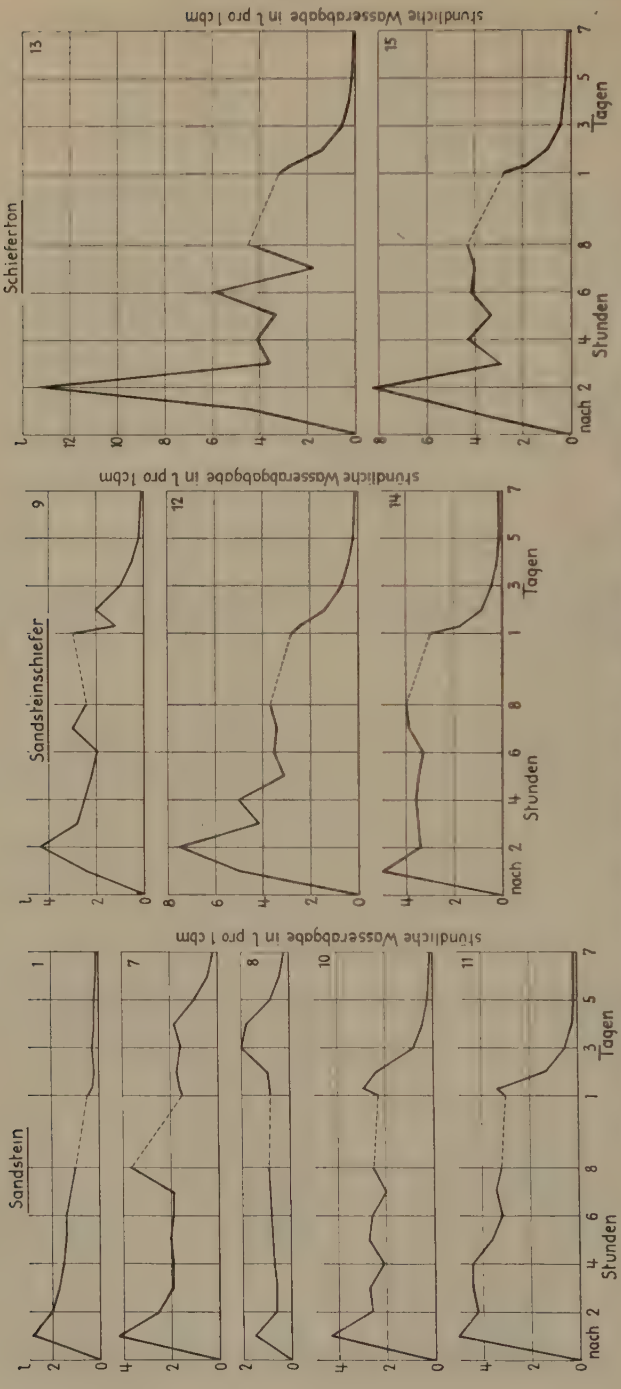


Diagramm 5. Die stündliche Wasserabgabe in Litern pro 1 cbm Gestein nach Diagramm 2.

MEDDELANDE

från

SVENSKA FÖRENINGEN FÖR LERFORSKNING

(Reports of Swedish Clay Research)

Nr 4

Oktober 1955

INNEHÅLL

Vårmötet 1955: Konferensen »Lera och Jonbyte», Göteborg 21—23 april.

Föredrag från konferensens avdelning »Lera».

- K. Jasmund, Spezielle Probleme bei der Abtrennung von verschiedenen kolloidalen Kornklassen in Tonen und eine zweckmässige Methode zur Kornanalyse. Diskussionsinlägg: Å. Grudemo.
- G. Beskow, Systemet lera—mineralolja—vatten; några försöksresultat och synpunkter.
- R. Norin, Något om de svenska prekvartära lerornas mineralogiska och industriella användning.
- B. Järnefors, Synpunkter på kvartära lerors genetik.
- T. Hagerman, Kvartära leror som nyttiga råmaterial i industri och teknik.
- F. Sandford, Termodiffusion i leror.
- R. Lindner, Bildning av silikater och dubbeloxider genom reaktion i fast fas vid höga temperaturer och deras undersökning med radiotracers.
- R. Jagitsch, Kornstorleken och dess betydelse för utbytet vid pulverreaktioner.
- S. T. Lundin, Electron Optical and X-ray Studies on the Formation of Porcelain; Formation and Microstructure of the Mullite Phase.

K. Jasmund, Erfahrungen bei röntgenographischen Untersuchungen von Tonmineralen mit einer Guinier-Kamera.

Notiser.

Föreningens ändamål är att främja intresset för vetenskaplig utforskning av lerornas egenskaper och att sammanföra för detta syfte intresserade personer till föredrag och diskussioner angående gemensamma problem.

Inträde i föreningen kan vinnas av varje svensk person, som sysslar med lerforskning. Anmälan om inträde kan göras till någon av styrelsens medlemmar. Styrelsen må även efter därom gjord anhållan bevilja medlemskap åt utländsk forskare, som arbetar i överensstämmelse med föreningens syfte.

Medlemsavgiften är kr. 5: — per år och kan inbetalas på postgiro 39 02 17. Svenska Föreningen för Lerforskning, Sv. Geol. Unders., Stockholm 50.

Till sekreteraren kan lämnas uppgifter om namn- och adressförändringar.

Styrelsen har följande sammansättning:

Ordförande: Civiling. Åke Grudemo, Cement- och Betonginst. Stockholm 70.

Sekreterare och tillika kassaförvaltare: Fil. lic. Ann Marie Byström, Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm 50.

Övriga ledamöter: Fil. dr Tor Hagerman, Hagermans Konsultationsbyrå, Fack 26, Stockholm Ö, Avd.-chef Folke Rengmark, Statens Väginstitut, Stockholm Ö, Laborator Bengt Collini, Kungl. Lantbrukshögskolan, Uppsala 7, samt som suppl. Prof. O. Mellis, Mineralogiska Inst. Stockholms Högskola, Stockholm Va.

Vårmötet 1955

Svenska föreningens för lerforskning vårmöte hölls i samband med konferensen »Lera och Jonbyte» i Göteborg 21—23 april. Denna hade anordnats tillsammans med Ingeniörsvetenskapsakademien.

Prof. J. A. Hedvall inledde konferensen med att tala om »Aktuella forskningsuppgifter vid institutionen för silikatkemisk forskning», varefter följde föredrag av Dr. K. Jasmund, från sedimentpetrografiska inst. i Göttingen, speciellt inbjuden gästföreläsare. Dr. Jasmunds föredrag med diskussionsinlägg av civiling. Å. Grudemo återfinnes här nedan liksom även referat från första dagens övriga föredragshållare: prof. G. Beskow, fil. dr R. Norin, fil. lic. B. Järnefors och fil. dr T. Hagerman. Särskilt hr Järnefors' föredrag framkallade en livlig diskussion rörande lerornas nomenklatur, varvid hrr Fromm, Beskow, Rengmark, v. Matern, Hagerman och Asklund samt föredragshållaren yttrade sig.

Konferensens andra dag ägnades till större delen åt föredrag rörande »jonbyte». Prof. O. Samuelson inledde med ett föredrag om »Organiska jonbytare, olika reaktionsmekanismer och deras tillämpningar». Fil. lic. E. Högfelt talade om »Jämförelse mellan empiriska ekvationer för jonbytesjämvikter» och prof. L. Wiklander om »Något om katjonbyte hos ler». Civiling. B. Wenke och N. Lengborn gåvo föredrag av mer teknisk natur med resp. »Användning av jonbytare i oorganiska tekniska processer» och »Jonbytare i den tekniska organiska kemins tjänst». Prof. Hedvalls anförande och jonbytarföredragen äro publicerade i IVA Nr 5, sid. 173, 1955.

Härefter följde en session berörande speciella problem med anknytning till »leran», varvid föredrag höllos av docenterna F. Sandford, R. Lindner och R. Jagitsch samt civiling. S. T. Lundin. Dessa föredrag återfinnas här nedan.

Sista dagen förevisades institutionerna för silikatkemisk forskning, för geologi samt för textilforskning.

Den 21 april ordnades gemensam middag, till vilken 90 deltagare samlades. Inalles deltogo c:a 130 personer i konferensen.

Statens tekniska forskningsråd, Gustavsbergs fabriker samt Sveriges Tegelindustriförening lämnade extra bidrag till inbjudan av föredragshållare.

Sekr.

Spezielle Probleme bei der Abtrennung von verschiedenen kolloidalen Kornklassen in Tonen und eine zweckmässige Methode zur Kornanalyse[1]

Von

KARL JASMUND[2]

In den letzten 30 Jahren hat der kolloidale Grössenbereich von dispersen Systemen immer mehr an Bedeutung gewonnen. Durch systematische Verbesserung der experimentellen Untersuchungsverfahren hat man grosse Fortschritte gemacht, das physikalisch-chemische Verhalten von kolloidalen Systemen zu ergründen und für die Wissenschaft und Technik nutzbar zu machen. Eine wesentliche Voraussetzung ist hierbei, definierte Angaben über die Korngrössen zu haben.

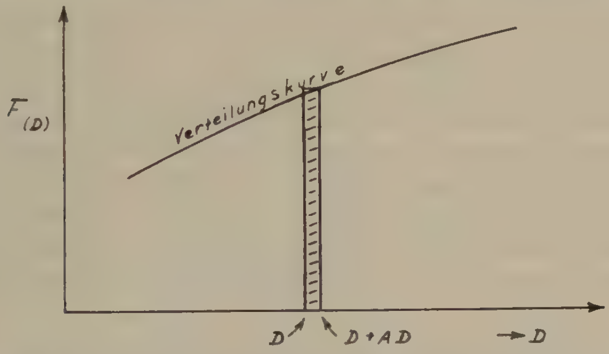


Abb. 1. Schematische Darstellung der Verteilungskurve eines polydispersen Systems.

Jedes natürliche Sediment z. B. ein Ton oder auch jedes Mahlprodukt setzt sich aus Körnern verschiedener Grössen zusammen. Ordnen wir nun die Körner nach der Grösse D, so wird zu jedem sehr engen Grössenbereich $D + \Delta D$ eine bestimmte Menge an Körnern gehören. Entsprechendes gilt für die Nachbarbereiche, wobei die jeweiligen Mengen dann zur Gesamtmenge aller Korngrössen ins Verhältnis gesetzt werden können. Das ist das Verhältnis der schraffierten zur Gesamtfläche in Abb. 1 und zwar anzugeben in Gewichtsprozenten.

---

[1] Vorgetragen auf der Tagung »Lera och Jonbyte» des schwedischen Tonforschungsvereins und der Akademie der Ingenieurwissenschaften, in Gotenburg 1955.

[2] Sedimentpetrographisches Institut der Universität, Göttingen.

Die ausgleichende Kurve, die die schmalen Rechtecke oben begrenzen würde, ist die Verteilungskurve. Eine andere Darstellungsart, die im Folgenden aber nicht benutzt wird, wäre die der Summenlinie.

Ziel einer Korngrössenbestimmung wird es also sein, den zu jeder Korngrösse gehörenden Gewichtsanteil zu bestimmen. Die wichtigsten Methoden dafür gründen sich auf das Stokessche Gesetz, so z. B. das Pipettverfahren, bei welchem das unterschiedlich schnelle Absinken verschieden grosser Teilchen aus einem Volumenelement der Suspension ausgewertet wird. Man erhält durch einfache Umrechnung schliesslich die Verteilungskurve, ohne dass man bei dem Abtrennvorgang tatsächlich eine Sortierung der Körner nach der Grösse vorgenommen hat. Gerade dies ist in vielen Fällen aber erwünscht, um bestimmte Eigenschaften des dispersen Systems in Abhängigkeit von der Korngrösse zu untersuchen, so z. B. die Änderung der Mineralassoziation mit abnehmender Teilchengrösse. Wir müssen also die Körner der jeweils interessierenden Grössenbereiche abtrennen, und um den ganzen Bereich systematisch zu erfassen, eine vernünftige Einteilung in Kornklassen vornehmen. Die Grenzwerte jeder Kornklasse auf der Grössenskala sollten zweckmässigerweise Zahlen einer logarithmischen Reihe sein. Dem Beispiel Atterbergs folgend können es Potenzen von 10 sein, wie es in Deutschland und den nordischen Ländern üblich ist, oder Potenzen von 2, wie es in den angelsächsischen Ländern gebräuchlich ist. Zu einer Korngrössenklasse werden also alle Körner zu zählen sein, die mit ihrem Durchmesser zwischen zwei solchen Grenzwerten liegen. Gemeint ist in jedem Falle der Äquivalentdurchmesser, d. h. wir ordnen jedem mehr oder weniger unregelmässig geformten Teilchen einen Durchmesser zu, den eine Kugel gleicher Sinkgeschwindigkeit haben würde.

Unsere Aufgabe ist es also, durch geeignete experimentelle Verfahren eine Sortierung der Körner nach der Grösse vorzunehmen. Ein viel gebrauchtes Verfahren beruht auf dem wiederholten Ausschlämmen derjenigen Körner, die zu den einzelnen Kornklassen gehören, z. B. in Atterbergzylindern. Wir wollen also zwei Arten von Kornanalysen unterscheiden. Bei dem ersten Verfahren erhalten wir nur ein Bild über den Anteil der einzelnen Korngrössen, ohne die Körner oder Kornfraktionen selbst abzutrennen. Dies geschieht aber bei der zweiten Methode, wo die Körner auf bestimmte Kornklassen verteilt werden. Aus den gewogenen Mengenanteilen dieser Klassen zeichnet man ein flächentreues Diagramm wie in Abb. 1 und erhält auch so eine Verteilungskurve (Correns, 1939). Beide Methoden, die uns im Folgenden beschäftigen werden, beruhen auf der Anwendbarkeit des Stokesschen

Gesetzes. Es stellt eine Beziehung her zwischen der Sinkgeschwindigkeit und der Korngrösse, die folgendermassen lautet:

$$V = \frac{1}{18} \frac{\Delta \varrho \cdot g}{\eta} D^2$$

Hierin bedeuten:

V = die Sinkgeschwindigkeit
$\Delta \varrho$ = die Dichtedifferenz zwischen den dispergierten Teilchen und dem Dispersionsmittel
g = die Erdbeschleunigung
η = die Zähigkeit des Dispersionsmittels z. B. von Wasser
D = der Durchmesser (Äquivalentdurchmesser) der dispergierten Teilchen.

Dieses Stokessche Gesetz ist aber nur in einem ganz bestimmten Grössenbereich anwendbar. Mit zunehmender Korngrösse, etwa von 0,06 mm Durchmesser an aufwärts, müssen kompliziertere Gleichungen angewendet werden. Wenn wir nahe an den molekularen Grössenbereich herankommen, sind ebenfalls die Voraussetzungen für dieses Gesetz nicht mehr erfüllt. Infolge der zunehmenden Brownschen Bewegung sedimentieren die Teilchen nicht mehr zu Boden wie in den gröberen Fraktionen. Es stellt sich vielmehr ein Gleichgewichtszustand ein zwischen der Sedimentation und der dieser entgegenwirkenden Diffusion, aber nur in einfachen Fällen kann die Einstellung eines Sedimentationsgleichgewichts für eine Korngrössenbestimmung herangezogen werden (Svedberg 1925). Für uns liegt jedenfalls das für die Schlämmanalyse zugängliche Gebiet zwischen diesen beiden Grenzen. Auf die weiteren Einschränkungen, die bei bestimmten dispersen Phasen zu beachten sind, soll weiter unten noch eingegangen werden.

Eine Berechnung der Fallzeiten nach dem Stokesschen Gesetz ergibt, dass Kornanalysen in wässrigen Suspensionen bei Ausnutzung der Schwerkraft im Grössenbereich von etwa 1—100 μ ∅ ohne allzugrossen Zeitaufwand möglich sind. Eine solche Kornanalyse im angrenzenden kolloiden Bereich dauert aber schon sehr lange. Um in einer Suspension mit Wasser 10 cm zu durchfallen, brauchen Quarzkörner von 0,6 μ ∅ schon 3—4 Tage, solche von 0,2 μ ∅ bereits 5 Wochen. Selbst wenn die Versuchsdauer keine Rolle spielen sollte, ist es oft nicht leicht, die Versuchsbedingungen über so lange Zeiten konstant zu halten. Hier ist nun in verschiedenen Richtungen nach einer Lösung dieses Problems gesucht worden, z. B. indem man von der Sedimentation in flüssigen Systemen zu solchen in gasförmigem Medium überging (Windsichtung). In vielen Fällen ist man aber auf flüssige Dispersionsmittel angewiesen, wenn z. B. nur so eine vollständige Aufbereitung zu erreichen ist. Dann ist eine Erhöhung der Sinkgeschwindigkeit nur möglich, wenn man die auf die Körner wirkende Beschleunigung erhöht und statt der Erdbeschleunigung eine intensive Zentrifugalbeschleunigung anwendet. Wir müssen unsere Sedimentationsmessungen also in einer Zentrifuge vornehmen. Es gibt nun eine ganze Reihe von Methoden zur Korngrössenbestimmung kolloider Teilchen mit einer Zentrifuge. Durch Erhöhung der Zentrifugalbeschleunigung kann man sehr kleine Teilchen, wie z. B. Eiweissmoleküle noch erfassen, wie die Molekulargewichtsbestimmungen mit Ultrazentrifugen von Svedberg und Mitarbeiter (1940) beweisen.

Bei der Zentrifuge kann man nicht so wie im Schlämmzylinder bei der Pipettanalyse Proben entnehmen. Man könnte es jeweils nach dem Stillsetzen der Zentrifuge, muss aber einen Fehler für die An- und Auslaufzeiten berücksichtigen. So bleibt nur die optische Registrierung übrig, wofür bei Svedberg die Lichtabsorption bzw. die Refraktion der unterschiedlich konzentrierten Suspensionsschichten benutzt wird. Wo diese exakten Methoden versagen oder ihr apparativer Aufbau zu kostspielig ist, kann man sich mit kleinen Tauchkörpern abgestuften spezifischen Gewichts helfen, die die unterschiedliche Konzentration in verschiedenen Tiefen anzeigen (Tauchwaagenmethoden von Berg, 1942). Das Problem dieser Art von Korngrössenbestimmung liegt also darin, aus der so gemessenen Konzentrationsverteilung im Zentrifugierzylinder die Verteilungskurve zu ermitteln, was ohne grosse mathematische Berechnungen möglich ist (Gässner, 1931). Natürlich kann man auch Kornklassen auf diese Weise abtrennen, indem man den Zentrifugierbecher gewissermassen als Schlämmzylinder betrachtet.

Nun sind aber die Zentrifugengläser im allgemeinen ziemlich klein. Wenn sie grösser sind, kann man meistens keine hohen Beschleunigungen anwenden. Ausserdem darf die Konzentration in vielen Fällen nur sehr gering sein, weil sonst die Teilchen nicht ungestört sedimentieren können und unkontrollierbare Fehler auftreten. Die Menge an auszentrifugiertem Material ist also jeweils klein, wenn man nicht viele Versuchsgänge nacheinander machen will.

Beide Forderungen, nämlich genügend grosse Suspensionsmenge und genügend hohe Zentrifugalbeschleunigung, lassen sich aber mit einer andern Zentrifugenart erfüllen. Es ist dies eine Zentrifuge, bei der die Suspension dauernd einen rotierenden Stahlzylinder durchfliesst, wobei dann die einzelnen Teilchen aus der Suspension heraus gegen die Zylinderwand sedimentieren. Eine solche Zentrifuge mit kontinuierlichem Suspensionsdurchlauf wurde nun von mir systematisch auf ihre sonstige Brauchbarkeit für die Durchführung von Kornanalysen im kolloiden Gebiet überprüft (Jasmund, 1948).

Zunächst wollen wir an einem einfachen Modell die Wirkungsweise dieser Zentrifuge klarmachen (Abb. 2). Wir nehmen eine laminar strömende Flüssigkeit an, gefolgt von der zu untersuchenden Suspension, aus welcher die Teilchen im Schwerefeld der Erde langsam heraussedimentieren. Zur besseren Übersicht haben wir in unserm Modellversuch die Körner der Suspension nach der Grösse geordnet. Aus demselben Grunde sind auch nur vier Korngrössen angenommen, dargestellt durch verschieden grosse und verschieden markierte Kreise, von denen jeweils gleichgrosse an der Eintrittsstelle der Suspension übereinander gezeichnet sind. In Wirklichkeit sind natürlich alle Korngrössen vorhanden und diese gut durchmischt, wenn die Suspension in unser Blickfeld kommt. Beim Durchfliessen des Gefässes sedimentieren die Teilchen aus der Suspension heraus, die grossen gleich vorn, die feineren auch weiter hinten. Der genaue Platz, wo sich ein Teilchen bestimmter Grösse auf dem Boden abscheidet, hängt von mehreren Faktoren ab (Strömungsgeschwindigkeit der Suspension, Zentrifugalbeschleunigung usw.), worauf im Folgenden noch einzugehen ist. Die am weitesten vom Boden entfernten Teilchen gelangen am weitesten. Unter den gegebenen Versuchsbedingungen können sie aber nur bis zu einer bestimmten Weite gelangen, in der Abb. 2 dargestellt durch senkrechte Striche für die beiden gröbsten Teilchensorten. Die nächst kleinere, schwarz gezeichnete Teilchensorte möge maximal gerade bis an das Gefässende gelangen, während von den kleinsten Teilchen die Absetzgrenze in dem dargestellten Gefäss nicht mehr erreicht wird. Wenn jedoch die Teilchen in geringerem Abstand vom Boden starten, so kommen sie weniger weit. Sogar ein solches der feinsten Korngrösse bleibt praktisch am Eingang liegen, wenn es unmittelbar am Boden in das Gefäss eintritt. Wir sehen also, dass sich die verschiedenen Teilchengrössen überlagern, dass aber die maximale Weite einer bestimmten Teilchengrösse anzugeben ist. Wir haben also kein sauberes

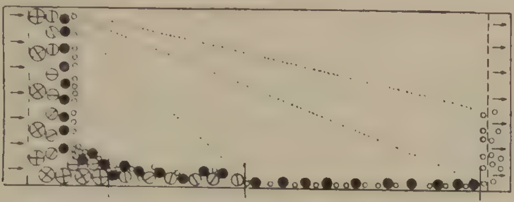


Abb. 2. Schematische Darstellung des Sedimentationsvorganges bei kontinuierlichem Suspensionsfluss.

Korngrössenspektrum vor uns, sondern ein verschmiertes. Trotzdem wird aber dieses verschmierte Spektrum irgendwie ein Abbild der Mengenverhältnisse der suspendierten Teilchen sein. Wenn nämlich die groben Körner überwiegen, erreicht man im Spektrum schon am Gefässeingang verhältnismässig grosse Mengen abgeschiedenen Materials. Beim Überwiegen der feinen verteilt sich der Niederschlag mehr oder weniger gleichmässig über den ganzen Boden.

Das Problem zur Bestimmung der Korngrössenverteilung liegt nun darin, aus dem abgeschiedenen Spektrum den Gewichtsanteil der einzelnen Korngrössen zu bestimmen, d. h. die Verteilungskurve des Sediments zu ermitteln. Wie ausserdem eine Abtrennung einzelner Kornklassen möglich ist, zeigt uns ebenfalls die schematische Abbildung. Wir haben die Versuchsbedingungen so angenommen, dass die drei gröbsten Korngrössen noch vollständig im Zylinder sedimentieren und zwar sollen die schwarzen Körner gerade noch ganz im Absetzgefäss bleiben. Die feinste Korngrösse, durch kleine Kreise dargestellt, wird zum Teil mit hinausgespült, zum Teil aber auch im Gefäss sedimentiert. Wenn wir nun das auf dem Boden Abgesetzte wieder aufbereiten und die Suspension unter denselben Versuchsbedingungen wieder durch das Gefäss strömen lassen, so wird wieder ein bestimmter Teil der feinsten Körner mit hinaus gespült. Durch mehrere Versuchsgänge kann man also erreichen, dass das feinste Material praktisch ganz herausgespült ist, während die gröberen Körner ganz im Gefäss zurückbleiben. Wir können also auf diese Art eine quantitative Abtrennung einzelner Kornklassen von dem zurückgebliebenen Rest erreichen.

Nach diesen Voraussetzungen wollen wir nun zur Anwendung auf die Zentrifuge übergehen. Wir machen unsere Suspensionssäule rotationssymmetrisch, indem wir längs des Gefässes die Rotationsachse legen. Durch diesen rotierenden Zylinder schicken wir unsere Suspension in kontinuierlichem Fluss.

Wie kann man nun die Vorgänge in der rotierenden Suspensionssäule mathematisch erfassen? Ich will hier nicht die gesamte, von Hauser und Reed (1936) durchgeführte Ableitung bringen, sondern nur die Ansätze und die hieraus abgeleiteten Formeln. Ihre theoretischen Ableitungen wurden von mir benutzt und hieraus eine einfache graphische Auswertungsmethode entwickelt, die ich im Folgenden darlegen möchte. Zwei Rechnungsgänge müssen näher diskutiert werden:

1. Wieviel dispergiertes Material setzt sich im rotierenden Zylinder bis zu einem bestimmten Abstand y ab?

2. Wo setzt sich unter den gegebenen Versuchsbedingungen ein Teilchen bestimmter Grösse ab?

Die Menge des bis y_A abgesetzten Niederschlags von der Korngrösse D ist gegeben durch das Verhältnis der Suspensionsmengen, die durch den ringförmigen Querschnitt $R_2 - x$ und den grösstmöglichen Querschnitt $R_2 - R_1$ fliessen (Abb. 3). Man erhält so einen Ausdruck folgender Art:

$$C(x) = \frac{R_2^2 - x^2}{R_2^2 - R_1^2} \text{ oder } \frac{R_2^2 - [f(y,\ D)]^2}{R_2^2 - R_1^2}$$

Weil wir den Abstand x des Startbeginns der Teilchen nicht kennen, müssen wir eine weitere Gleichung zu Hilfe nehmen, die uns eine Beziehung zwischen dem unbekannten x einerseits sowie y und D andererseits liefert: $x = f(y,\ D)$. Dies erfolgt in einem zweiten Rechnungsgang, der uns die Bahn eines Teilchens bis zu seinem Sedimentationsort angibt.

Die Bahn eines Teilchens wird von zwei auf dieses einwirkenden Kräften bestimmt:

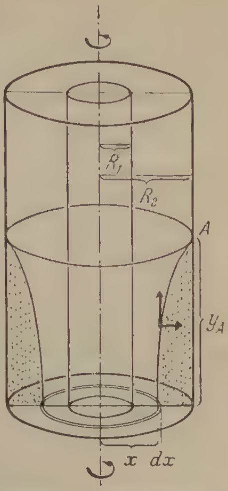


Abb. 3. Schematische Zeichnung des Sedimentationsvorganges in der rotierenden Suspensionssäule.

1. Wird das Teilchen längs der Rotationsachse mit dem fliessenden Wasser weiter getragen. Je schneller die Suspension fliesst, d. h. je mehr Flüssigkeit pro Zeiteinheit durch den Querschnitt hindurchfliesst, desto weiter wird das Teilchen unter sonst gleichen Bedingungen gelangen.

2. Wird das Teilchen senkrecht zur Rotationsachse durch die Zentrifugalkraft gegen die Zylinderwand bewegt. Je schneller die Zentrifuge läuft, desto schneller sinkt das Teilchen pro Zeiteinheit ab.

Zur Erfassung der ersten Komponente, d. h. der Strömungskomponente haben Hauser und Reed eine ziemlich komplizierte Strömungsgleichung abgeleitet. Für die zweite Komponente gilt das Stokessche Gesetz, wobei g durch ω^2 R ersetzt ist. Man erhält schliesslich folgende Gleichung:

$$y = 2{,}2\, \underbrace{\frac{\eta \cdot Q}{N^2 \Delta \varrho}}_{A} \cdot \frac{1}{D_\mu^2} \left[\underbrace{\frac{R_2^2}{2} \ln \frac{R_2}{x} - \frac{R_1^2}{2} \left(\ln \frac{R_2}{x} \right)^2 + \frac{x^2 - R_2^2}{4}}_{B(x)} \right]$$

Hierin bedeuten:

x der Abstand eines beliebigen Teilchens von der Rotationsachse
y der Abstand längs der Rotationsachse vom Startpunkt aus gerechnet

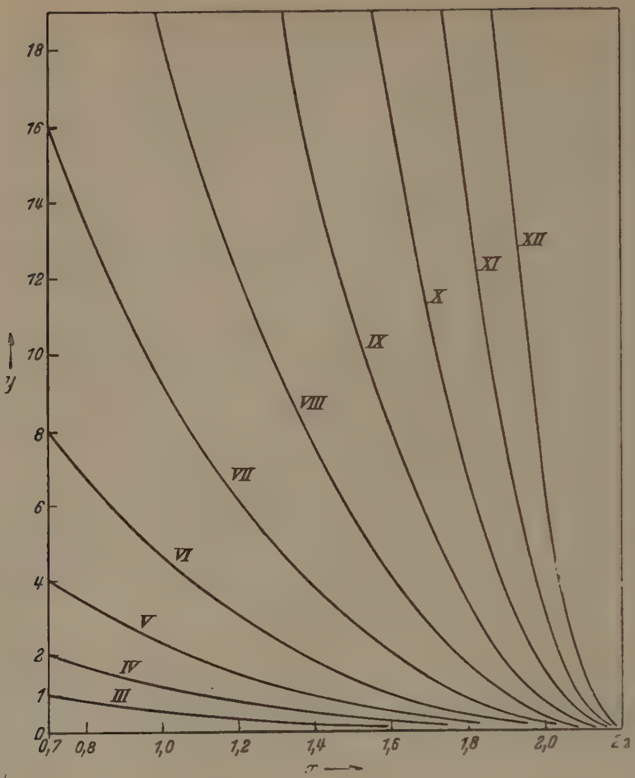


Abb. 4. x, y, D-Diagramm mit D-Werten $2^{\frac{n}{2}}$ als Parameter.

D_μ der Durchmesser eines kugelförmigen Teilchens in μ
η die Zähigkeit des Suspensionsmittels in Centipoise
$\Delta\varrho$ die Dichtedifferenz zwischen dispergierter Phase und Dispersionsmittel
N die Umlaufgeschwindigkeit der Zentrifuge, gemessen in Tausenden von Umdrehungen pro Minute
Q die Durchflussmenge in ccm pro Minute
R_1 = 0,7 cm, d. h. kleinster Radius der Suspensionssäule
R_2 = 2,2 cm, d. h. grösster Radius der Suspensionssäule.

Weil die obige Gleichung nicht nach x auflösbar ist, wurde eine graphische Auswertung vorgenommen, deren Ergebnis in Abb. 4 dargestellt ist. Wir ersehen aus dieser Gleichung, dass y umgekehrt proportional zu D_μ^2 ist. Wenn wir also die D-Werte eine Reihe der Art 2^n oder $2^{\frac{n}{2}}$ durchlaufen lassen, so durchlaufen die y-Werte die Quadrate der reziproken Werte. In Abb. 4 sind die einzelnen Kurven mit römischen Ziffern versehen und nicht mit den Zahlen der Reihe $2^{\frac{n}{2}}$. Hiermit soll gezeigt werden, dass wir der y-Reihe die D-Reihe beliebig zuordnen können, z. B. in folgender Art:

y:	1	2	4	8	16 cm
D:	III	IV	V	VI	VII
1. Zuordnung	$2^{2/2}$	$2^{1/2}$	$2^{0/2}$	$2^{-1/2}$	$2^{-2/2}$
	2	1,41	1	0,7	0,5
2. Zuordnung	1,41	1	0,7	0,5	0,35

Ordnen wir z. B. der Kurve V die Korngrösse $D = 1\mu$ zu, so wird diese Korngrösse sich bei den gegebenen Versuchsbedingungen bei $y = 4$ cm absetzen. Dann setzen sich die Korngrössen 2μ, $1{,}41\mu$ im Abstand 1 cm bzw. 2 cm ab. Durch geeignete Änderung der Versuchsbedingungen, praktisch durch Änderung von Q und N, können wir aber erreichen, dass sich ein Teilchen von $0{,}7\mu$ in diesem Abstand von 4 cm absetzt, ohne dass die Lage der andern Kurven sich ändert. Wir sind also unabhängig geworden von den jeweiligen Ausgangskorngrössen.

Nach diesen Voraussetzungen können wir ausrechnen, wie die Versuchsbedingungen zu wählen sind, wenn die Teilchengrösse D* gerade noch im Rotationsgefäss von 16 cm Länge bleiben soll. Hierzu wäre als maximaler Abstand des Teilchens beim Startbeginn von der Wand des Gefässes oder, was dasselbe ist, ein minimaler Abstand $x = R_1 = 0{,}7$ cm von der Rotationsachse zugrunde zu legen. Die Ausrechnung des Formelanteils B(x) für $x = 0{,}7$ cm ergibt den Wert 1,37, so dass wir in der Gleichung

$$y = 2{,}2\,\frac{\eta \cdot Q}{N^2 \cdot \Delta\varrho} \cdot \frac{1}{D_\mu^2} \cdot B(x)$$

nach dem Einsetzen dieser Werte erhalten:

$$16 = 2{,}2 \cdot A \cdot \frac{1}{D_\mu^{*2}} \cdot 1{,}37 \quad \text{wenn } A = \frac{\eta Q}{N^2 \cdot \Delta\varrho}$$

und A die im Versuch variablen Grössen enthält. Dann wird

$$A = \frac{\eta \cdot Q}{N^2 \cdot \Delta\varrho} = 5{,}3\ D_\mu^{*2}$$

Es sei als Beispiel angenommen, dass $\eta = 1$, $\Delta\varrho = 1{,}5$, $N = 8$ (= 8 000 Umdrehungen/Minute) sind. Wie gross muss man Q einstellen, damit Teilchen von $0{,}25\ \mu$ gerade noch im Zylinder bleiben. Die Berechnung von Q geschieht in folgender Weise:

$$Q = \frac{5{,}3 \cdot 0{,}25^2 \cdot 8^2 \cdot 1{,}5}{1} = 31{,}5 \text{ ccm pro Minute}$$

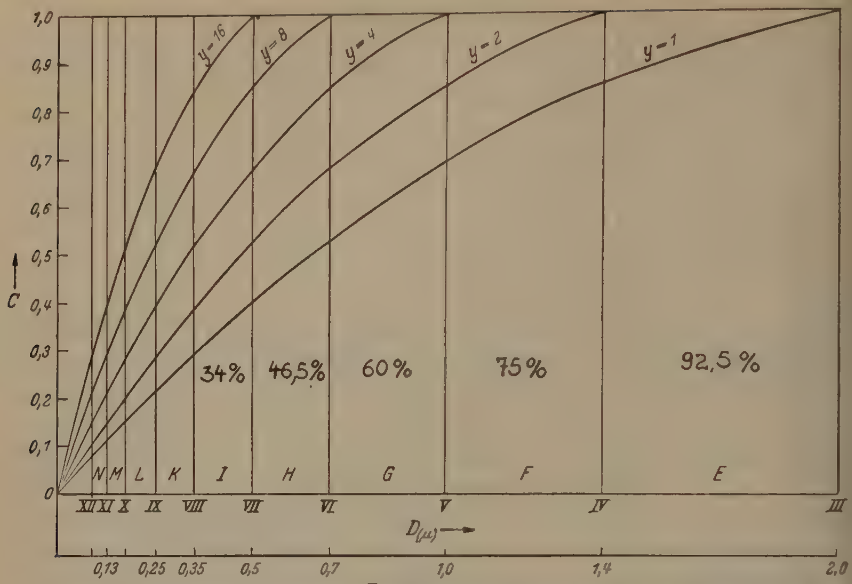


Abb. 5. Graphische Darstellung der Funktion $C_{(D,\,y)}$ mit y als Parameter zur Bestimmung der W_y-Werte.

Will man eine andere Teilchengrösse, z. B. 0,5 μ gerade noch erfassen, so muss man bei gleicher Tourenzahl eine andere Durchflussmenge nehmen oder aber man verändert sowohl die Tourenzahl als auch die Durchflussmenge. Dies ist möglich, weil sich Q und N in der obigen Gleichung reziprok verhalten. Damit haben wir aus der Gleichung $x = f\ (D,\ y)$ eine für die praktische Versuchsdurchführung nützliche Beziehung zwischen den Variablen η, Q, N, $\Delta\varrho$ abgeleitet.

Jetzt gilt es, den letzten Schritt zu tun, d. h. die Menge des in bestimmten Abständen x abgesetzten Materials von bestimmter Korngrösse D = 2 μ 1,41 μ 1 μ 0,7 μ usw. zu ermitteln. Wir nehmen der Einfachheit halber zunächst an, dass von allen Korngrössen gleichviel an Gewichtsanteilen vorhanden ist. Dann lautet unsere vorhin aufgestellte Gleichung über die Mengenverteilung im Zylinder, d. h. die Mengenverteilung des abgeschiedenen Spektrums

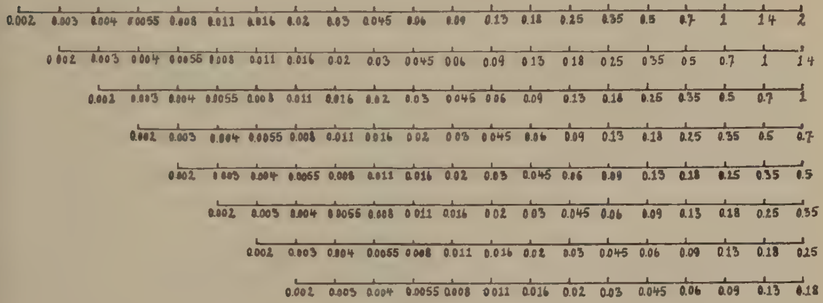
$$W_y = \sum_{D_{\text{min.}}}^{D_{\text{max.}}} C_{(y,\,D)} = \sum_{D_{\text{min.}}}^{D_{\text{max.}}} \frac{R_2^2 - [f(y,\,D)]^2}{R_2^2 - R_1^2}$$

Nach dieser Gleichung wollen wir jetzt berechnen wie sich die einzelnen Korngrössen auf dem Gefässboden verteilen und überlagern.

Tabelle 1

Angabe der Trennzahlen in Abhängigkeit von y u. D.

Y	Anteil der abgeschiedenen Teilchenmenge vom Gesamtgewicht d. Korngrössenklasse in %.																			
0-16	0.8	1	1.5	2	3	4.5	6.5	9	12.5	17.5	24.5	34	46.5	60	75	92.5	100	100	100	100
0-8	0.6	0.8	1	1.5	2	3	4.5	6.5	9	12.5	17.5	24.5	34	46.5	60	75	92.5	100	100	100
0-4	0.4	0.6	0.8	1	1.5	2	3	4.5	6.5	9	12.5	17.5	24.5	34	46.5	60	75	92.5	100	100
0-2	0.3	0.4	0.6	0.8	1	1.5	2	3	4.5	6.5	9	12.5	17.5	24.5	34	46.5	60	75	92.5	100
0-1	0.2	0.3	0.4	0.6	0.8	1	1.5	2	3	4.5	6.5	9	12.5	17.5	24.5	34	46.5	60	75	92.5
											XII	XI	X	IX	VIII	VII	VI	V	IV	III
	Z	X	W	V	U	T	S	R	Q	P	O	N	M	L	K	I	H	G	F	E



Die Auswertung erfolgt aus der graphischen Darstellung dieser Gleichung in Abb. 5. In dem Diagramm ist D als Abszisse, $C_{(x)}$ bzw. $C_{(y,\,D)}$ als Ordinate aufgetragen. y als Parameter durchläuft die oben abgeleitete Reihe 1 2 4 8 16.

Die bis zu den einzelnen y-Werten abgeschiedenen Mengen innerhalb der einzelnen Kornklassen sind durch den Flächenanteil unterhalb der betreffenden y-Kurve zu bestimmen. Durch Ausplanimetrieren erhält man für die Korngrösse zwischen III und IV für die Kurve y = 1 einen Wert von 92,5 %, für die Korngrössen zwischen IV und V 75 % usw. Entsprechend kann man auch die Anteile für die y-Werte 2 4 8 16 ermitteln, wobei dieselben Zahlenfolgen herauskommen, nur jeweils um einen Zahlenwert in der Reihe verschoben. Der Einfachheit halber werden die einzelnen Kornklassen mit grossen lateinischen Buchstaben E, F, G, H ... bezeichnet. Das Ergebnis des gesamten Ausplanimetrierens dieses Diagramms ist in Tab. 1 dargestellt. In der Abszissenrichtung sind die D-Werte oder Kornklassen E bis Z, in der Ordinatenrichtung die y-Abschnitte des Zentrifugierzylinders eingetragen. In den einzelnen Kästchen der Tabelle ist der Anteil der abgeschiedenen

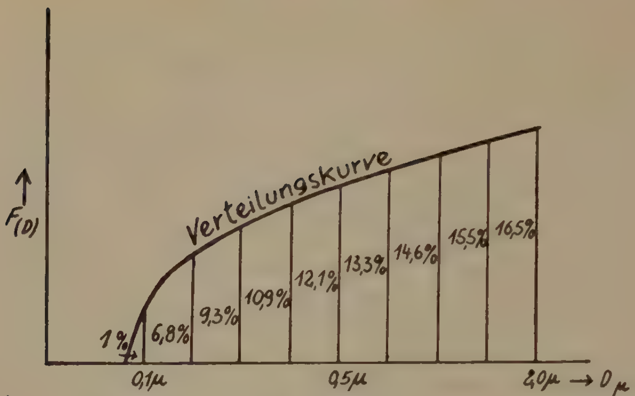


Abb. 6. Graphische Darstellung einer Verteilungskurve zur Berechnung der W_y-Werte.

Teilchenmengen angegeben. Das sind die sogenannten Trennzahlen. Aus dieser Tabelle ist z. B. zu entnehmen, dass sich von der Kornklasse E bis y = 1 cm 92,5 % abgeschieden haben, bis y = 2 cm dann der Rest, also 100 %. Bis zum Abstand y = 16 cm hat sich zu 100 % bereits die Kornklasse H abgeschieden. Ändern wir die Versuchsbedingungen in geeigneter Weise, so können wir auch erreichen, dass statt der obersten Skala eine der andern Skalen gilt, d. h. dass statt des Grundwertes 2 μ ein Grundwert von 1,4 μ 1 μ 0,5 μ . . . eingestellt wird.

Wir hatten vorhin bei der graphischen Ermittlung der Trennzahlen angenommen, dass alle Kornklassen mit gleichem Gewichtsanteil vorhanden sein sollten. Bei einem natürlichen Ton, also einem polydispersen System, ist das natürlich nicht der Fall, sondern nach der Verteilungskurve ist jede dieser Klassen mit unterschiedlichen Gewichtsanteilen vertreten. Wir legen z. B. eine Verteilungskurve zugrunde wie sie in Abb. 6 dargestellt ist und in der der Anteil der Kornklasse E 16,5 % F 15,5 % G 14,6 % . . . betragen möge. Nach den bisherigen Ausführungen werden demnach bis zum Abstand y = 1 cm folgende Anteile der Kornklassen in der Zentrifuge abgeschieden. Die gesamte Auswertung ist in der Tab. 2 dargestellt. Diese Rechenarbeit kann man sich vereinfachen, wenn die Auswertung graphisch vorgenommen wird, d. h. die W_y-Anteile ausplanimetriert werden.

Noch eine weitere Vereinfachung mag hier erwähnt werden. Aus rein praktischen Erwägungen beginnt die gröbste Kornskala mit einem D-Wert von 2 μ, d. h. zur Korngrössenbestimmung mit der Zentrifuge müssten alle gröberen Körner vorher abgeschlämmt sein. Um sich diese mühsame Arbeit zu ersparen, wird eine vereinfachte Methode

Tabelle 2

Berechnung der Mengenverteilung im Spektrum aus der Verteilungskurve von Abb. 6.

Korngrössen-Klasse	Anteil in % gemäss F(D)	Trennzahlen %	0—1	0—2	0—4	0—8	0—16
E	16,5	92,5	16,5 × 0,925 15,2	16,5 × 1 16,5	16,5 × 1 16,5	16,5 × 1 16,5	16,5 × 1 16,5
F	15,5	75,0	15,5 × 0,75 11,6	15,5 × 0,925 14,3	15,5 × 1 15,5	15,5 × 1 15,5	15,5 × 1 15,5
G	14,6	60,0	14,6 × 0,6 8,8	14,6 × 0,75 10,9	14,6 × 0,925 13,5	14,6 × 1 14,6	14,6 × 1 14,6
H	13,3	46,5	13,3 × 0,465 6,2	13,3 × 0,6 8,0	13,3 × 0,75 10,0	13,3 × 0,925 12,3	13,3 × 1 13,3
I	12,1	34,0	12,1 × 0,34 4,1	12,1 × 0,465 5,6	12,1 × 0,6 7,3	12,1 × 0,75 9,1	12,1 × 0,925 11,2
K	10,9	24,5	10,9 × 0,245 2,7	10,9 × 0,34 3,7	10,9 × 0,425 5,1	10,9 × 0,6 6,5	10,9 × 0,75 8,2
L	9,3	17,5	9,3 × 0,175 1,6	9,3 × 0,245 2,3	9,3 × 0,34 3,1	9,3 × 0,465 4,3	9,3 × 0,6 5,6
M	6,8	12,5	6,8 × 0,125 0,9	6,8 × 0,175 1,2	6,8 × 0,245 1,7	6,8 × 0,34 2,3	6,8 × 0,465 3,2
N	1,0	9	1,0 × 0,09 0,1	1,0 × 0,125 0,1	1,0 × 0,175 0,2	1,0 × 0,245 0,2	1,0 × 0,34 0,3
	100 %		51,3	62,9	72,9	82,3	88,1

der Korngrössenbestimmung vorgeschlagen. Man kommt nämlich auch mit einem einmaligen Abschlämmen für den Grenzwert 2 μ aus, wenn man den Anteil der Teilchengrössen kleiner als 2 μ errechnet, die infolge geringeren Abstandes vom Boden schon aus der Suspension heraussedimentiert sind. Um diesen Faktor sind also die Trennzahlen jeweils zu verringern. Die Zahlenwerte dieser Faktoren für die Klassen E bis L mit dem Grundwert 2 μ wären folgende:

E	F	G	H	I	K	L
0,26	0,63	0,82	0,91	0,96	0,98	0,99

Um zu dem gesteckten Ziel unserer Überlegungen zu kommen, stellen wir fest, dass wir jetzt aus einer angenommenen Verteilungskurve das sich abscheidende Spektrum berechnen können. Das Umgekehrte wollten wir aber erreichen, nämlich aus dem Spektrum die Kornverteilung ermitteln. Das ist aber nicht ohne weiteres möglich, weil die verwendeten Gleichungen nicht in der notwendigen Form explizit auszudrücken sind. Wir müssen also den obigen Weg weitergehen und aus verschiedenen, zunächst willkürlich angenommenen Verteilungskurven das sich theoretisch abscheidende Spektrum berechnen. Aus einer grossen Zahl von so erhaltenen Vergleichsspektren suchen wir

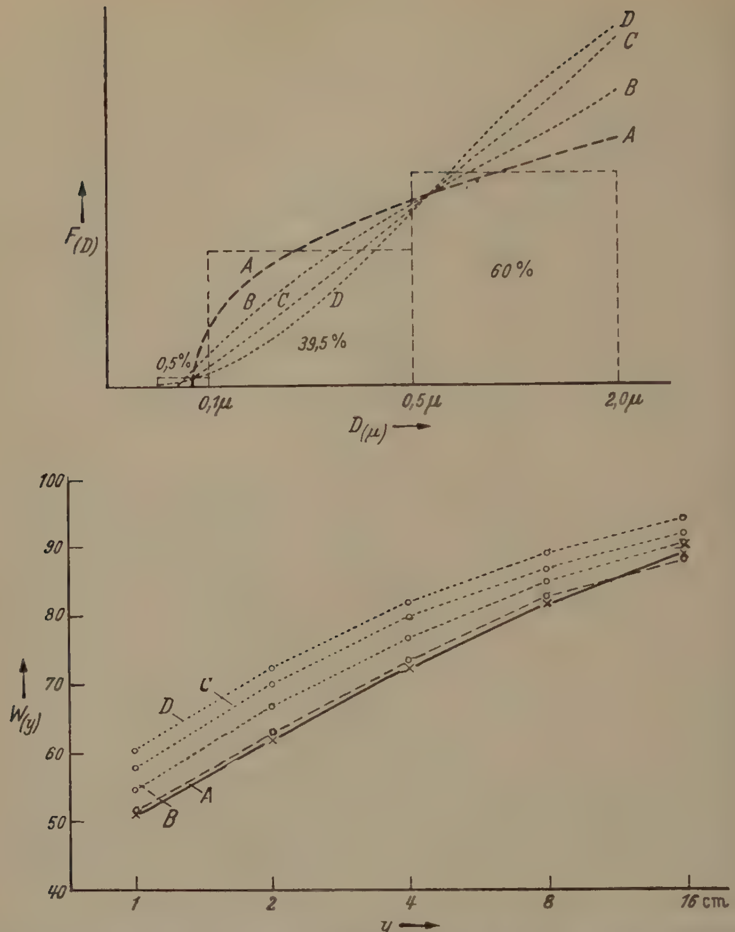


Abb. 7. Verteilungskurven und zugehörige, berechnete Spektren (gestrichelte Linie) sowie das gemessene Spektrum einer Quarzsuspension (ausgezogene Linie).

uns dasjenige heraus, das mit unserer experimentell erhaltenen Verteilung der zu untersuchenden Substanz am besten übereinstimmt. Wir schliessen dann daraus, dass auch die Verteilungskurven sehr ähnlich sind. Durch geeignete Veränderung der am besten passenden Verteilungskurve kann die Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenem Spektrum weiter verbessert werden. In Abb. 7 sind einige angenommene Verteilungskurven A B C D gezeichnet, einschliesslich der zugehörigen Spektrenwerte für die y-Werte 1 2 4 8 16. Die zu einer Verteilungskurve gehörigen W_y-Werte sind jeweils miteinander verbunden. Nun wurde eine Quarzsuspension auszentrifugiert und ein

Spektrum erhalten, das durch die ausgezogene Linie markiert ist. Weil es praktisch mit der Kurve A übereinstimmt, wird man auch die zu A gehörige Verteilungskurve für das Quarzmehl annehmen können. In dieser Art sind also Bestimmungen der Korngrössenverteilung mit einer solchen Zentrifuge durchzuführen.

Auf die Möglichkeit einer Abtrennung von grösseren Kornklassen bin ich einleitend schon eingegangen. Aus der Tab. 1 geht hervor, dass Teilchen von 0,5 μ ∅ gerade noch vollzählich im Zylinder festgehalten werden, wenn sich Teilchen von 2 μ im Abstand $y = 1$ cm absetzen. Diese Bedingungen kann man experimentell mit der Zentrifuge gerade noch erreichen, so dass wir damit Anschluss an die üblichen Schlämmverfahren im Schwerefeld der Erde gewonnen haben. Bei 16 cm Zylinderlänge bleiben die Kornklassen E bis H (2 μ bis 0,5 μ) zu 100 % im Zylinder, die Klasse I zu 92,5 % und K zu 75 % usw. Beim zweiten Auszentrifugieren des Niederschlags aus dem ersten Versuch wiederholt sich dies Verhältnis und wir erhalten für die Trennwirkung in den entsprechenden Klassen jetzt:

	I	K	L	M	usw.
%	85	56	36	21,5	

Wenn man oft genug zentrifugiert, werden also selbst Teilchen der Kornklasse I quantitativ ausgekämmt. Durch geeignete Wahl der Versuchsgrössen, im wesentlichen der Tourenzahl und der Durchlaufgeschwindigkeit, kann man weitere Klassen abtrennen, insgesamt also:

$$2\ \mu - 0{,}5\ \mu,\ 0{,}5\ \mu - 0{,}125\ \mu,\ 0{,}125\ \mu - 0{,}06\ \mu,\ \text{usw.}$$

soweit die Zentrifuge dies noch schafft. Die für das Quarzmehl erhaltenen Gewichtsprozente dieser Kornklassen sind in Abb. 6 mit eingezeichnet.

Damit kommen wir zum experimentellen Teil. Für diese Versuche wird eine Cepa-Schnellzentrifuge verwendet mit einer maximalen Tourenzahl von 45 000 Umdrehungen pro Minute (Abb. 8). Den Hauptteil bildet der rotierende Hohlzylinder, durch den die Suspension hindurchfliesst. Seine Abmessungen sind in Abb. 9 ersichtlich. Er ist über eine Spindel mit einer Luftturbine verbunden, die zum Antrieb dient. Die Suspension wird aus einer feinen Düse (0,3—0,7 mm ∅), die etwas in die achsiale Öffnung des unteren Zylinderteils hineinragt, in den Zylinder gespritzt. Auf dem Verteilerkreuz wird sie gleichmässig verteilt und kommt dann in den vorher schon mit Wasser gefüllten Zylinder. Am oberen Zylinderteil wird die Suspension aus drei Öffnungen mit einem Abstand von 0,7 cm wieder abgeschleudert und in einem Auffangblech aufgefangen. Der Zylinder wird mit einem Film aus Cellophan und Pergamentpapier ausgelegt, auf dem sich das Sedi-

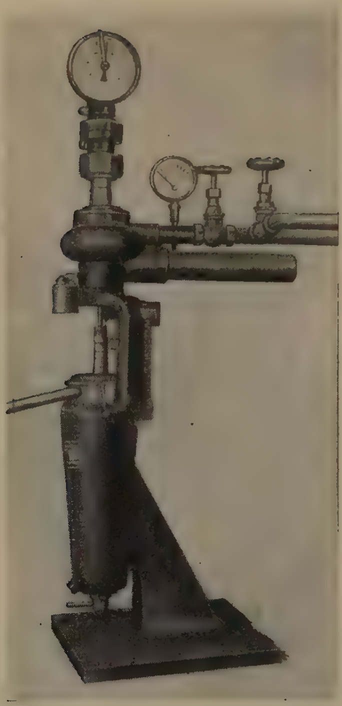


Abb. 8. Zentrifuge für kontinuierlichen Suspensionsdurchfluss.

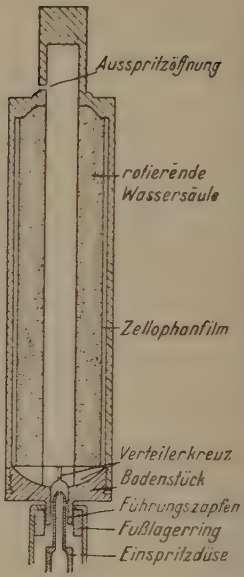


Abb. 9. Zylinder mit Suspensionssäule.

ment abscheidet und seine ursprüngliche Lagerung behalten soll. Das Bodenstück des Zylinders kann nach beendetem Versuch wieder abgeschraubt und der Film mit dem Niederschlag herausgezogen werden. Um die Verteilung im abgeschiedenen Spektrum zu bestimmen, wird der Pergamentfilm vom Cellophanfilm gelöst, vorsichtig getrocknet und in Streifen abgemessener Breite zerschnitten. Die Streifenbreite des Papiers wird in nassem Zustand angezeichnet, so dass Streifen von folgender Breite entstehen 0—1, 1—2, 2—4, 4—8, 8—16 cm. Nach dem Trocknen werden jeweils entsprechend grosse Streifen ohne Niederschlag auf die andere Wagschale gelegt, so dass man direkt das Gewicht der Sedimentmenge erhält. Beim Abtrennen von Kornklassen braucht man keine Filmeinlage, weil das ganze Sediment wieder aufbereitet und als Ganzes erneut auszentrifugiert wird. Die mit dieser Zentrifuge gerade noch abzutrennende Korngrösse liegt bei Tonmineralen bei etwa 0,03 μ.

In Abb. 10 ist das Leistungsdiagramm dieser Zentrifuge dargestellt. Als Abszisse ist die Zuflussmenge pro Minute aufgetragen, als Ordinate

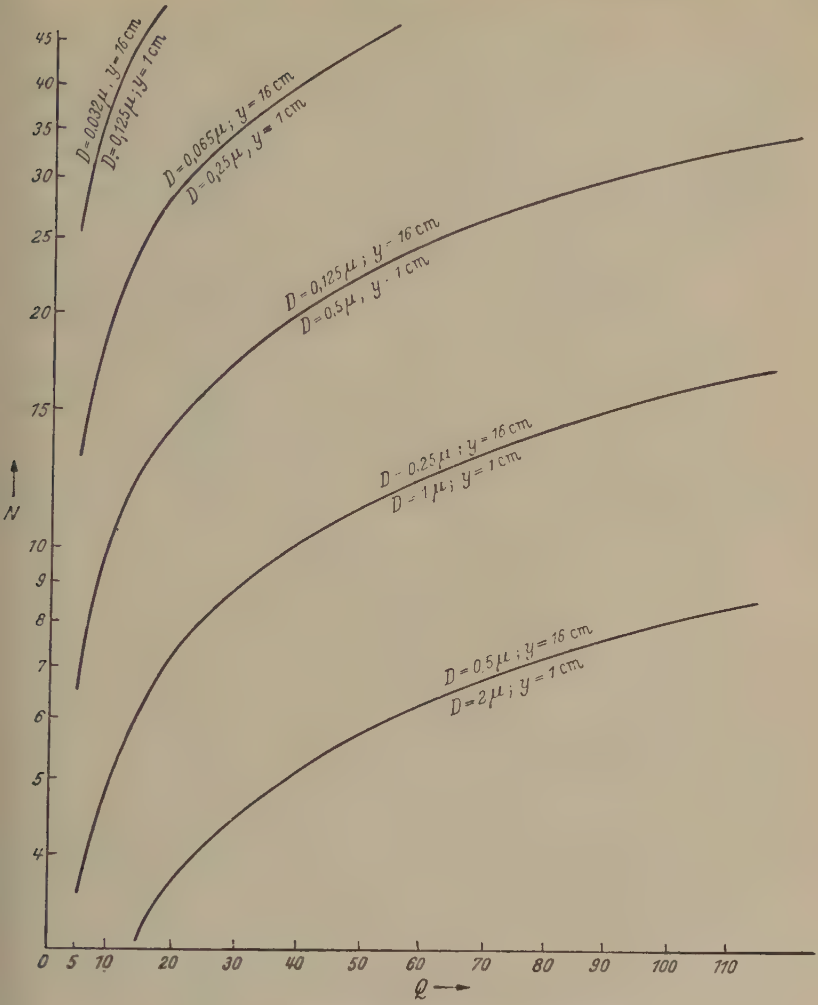


Abb. 10. Leistungsdiagramm der Zentrifuge.

ie Tourenzahl pro Minute. Die eingezeichneten Kurven geben jeweils ie Durchmesserwerte von Teilchen an, die sich bei verschiedenen Veruchsbedingungen im Abstand y = 1 cm bzw. im Abstand y = 16 cm bscheiden würden. Voraussetzung bei diesen Messungen ist, dass man eben der Tourenzahl auch die Zuflussmenge genau einstellen kann. ine schematische Zeichnung des apparativen Aufbaus ist in Abb. 11 iedergegeben. Das Vorratswasser und die Suspension befinden sich Standzylindern. Diese sind jeweils mit einem Druckgefäss verbunden, welchem durch einen Schwimmer konstante Höhe der Wassersäule

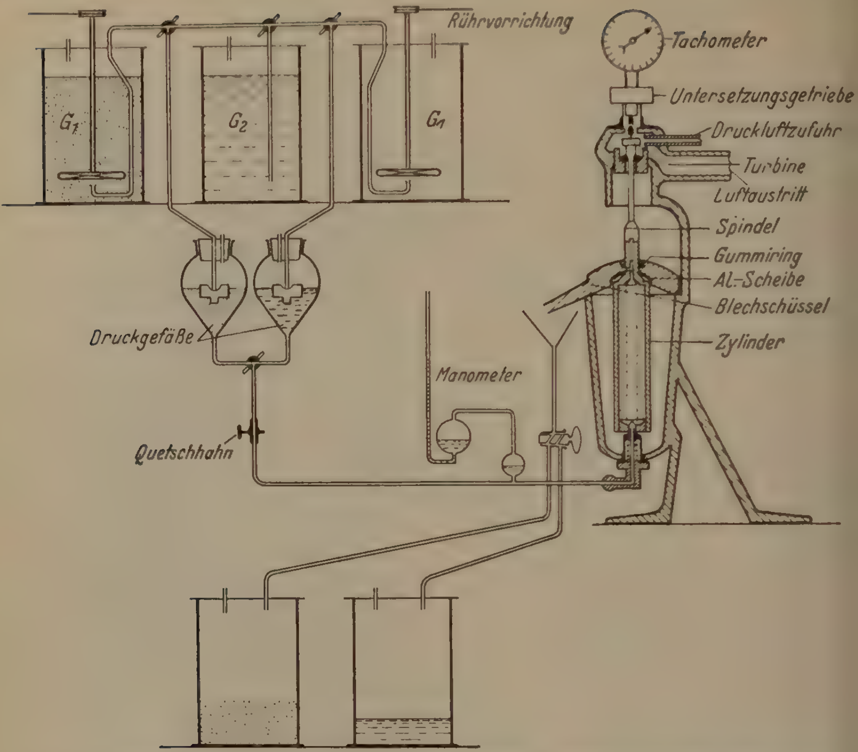


Abb. 11. Schematische Darstellung des apparativen Aufbaus der Gesamtapparatur.

und damit konstanter Überdruck für die Einspritzdüse gewährleistet ist. Die Feinregulierung des Drucks erfolgt durch einen Quetschhahn. Zunächst wird durch einen Dreiwegehahn das Wassergefäss mit der Düse verbunden. Die verwendeten Düsen liefern jeweils nach der Bohrung bei bestimmten Überdrucken, die am Manometer abzulesen sind, bestimmte Zuflussmengen Q. Wenn die Tourenzahl und die Zuflussmenge richtig eingestellt sind, wird am Dreiwegehahn auf die Suspension umgestellt. Die Zuflussmenge soll für die Korngrössenbestimmung 30 ccm/Minute nicht überschreiten, weil sonst durch Wirbelbildung ein ordnungsgemässes Absetzen der Teilchen verhindert wird.

Damit kommen wir zu einem ziemlich schwierigen Problem, nämlich die vielfältigen Fehlerquellen zu erkennen und soweit wie möglich auszuschalten. Eine Wirbelbildung am Verteilerkreuz wird man nicht verhindern können. Durch Herabsetzen der Suspensionszufuhr werden diese Wirbel wahrscheinlich über eine ziemlich kurze Wegstrecke begrenzt sein. Als weiteren Punkt haben wir zu klären, ob sich eine

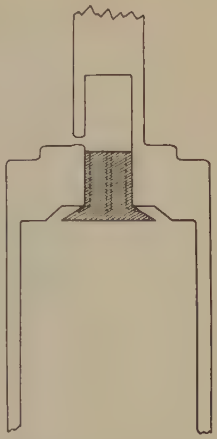


Abb. 12. Einbau eines Leichtmetallstempels zur Erzeugung einer ringförmigen Abflussdüse.

Geschwindigkeitsverteilung in der strömenden Suspension einstellt, wie sie nach dem mathematischen Ansatz von Hauser und Reed gefordert wird. Entsprechende Untersuchungen mit Farblösungen ergaben, dass dies nicht der Fall sein konnte, denn die obersten Flüssigkeitsschichten bewegten sich viel schneller als errechnet. Erst nachdem durch Einbau eines Stempels im Zylinder eine ringförmige Abflussdüse geschaffen war (Abb. 12), wurde etwa das geforderte Strömungsbild erhalten. Wenn nun statt der Farblösung eine Suspension in den mit Wasser gefüllten Zylinder geschickt wird, so sind weitere Schwierigkeiten zu beachten. So darf die Menge an ausgeschiedenem Material auf der Zylinderwand nicht zu gross sein, weil sich damit der Querschnitt der Suspensionssäule und die Geschwindigkeitsverteilung in ihr ändert. Besonders stark tritt diese Querschnittsverminderung bei quellfähigen Tonen im untersten Teil des Zylinders auf. Es zeigte sich ausserdem, dass unter dem Einfluss hoher Zentrifugalkraft eine zu dicke Tonschicht auseinander gedrückt wurde, so dass die ersten beiden Abschnitte des Spektrums (0—1 cm, 1—2 cm) falsche Werte ergaben. Die nach dem langsamen Auslaufen der Zentrifuge (Dauer etwa 15—20 Minuten) beim Zusammenfallen der Suspensionssäule mit heraustretenden Niederschlagsreste wurden dem ersten Spektrenwert (0—1 cm) zugezählt. Wenn zu Beginn des Versuchs in den mit Wasser gefüllten Zylinder die Suspension eingelassen wird, so hat diese als Ganzes eine höhere Dichte als das Wasser. Die Suspension verhält sich wie eine schwere Flüssigkeit, unterfliesst das Wasser und breitet sich an der Zylinderwand aus. Hierdurch werden die Strömungsverhältnisse ebenfalls gestört. Man kann die Wirkung dieses Unterschichtungseffektes wesentlich herabsetzen, wenn die Konzentration der Suspension stark vermindert und dafür eine grössere Suspensionsmenge zentrifugiert wird. Aber auch während des Zentrifugierens bleibt ein geringes Dichteungleichgewicht zu berücksichtigen, das sich dauernd auszugleichen versucht. Es bildet sich aus, weil die neueingespritzte Suspension neben zum Teil bereits auszentrifugierte, weniger dichte Suspensionsteile geschichtet wird. Auch hier kann nur durch starkes Verdünnen abgeholfen werden. Entsprechende Versuche haben ergeben, dass die Konzentration der Ausgangssuspension bei Korngrössenbestimmungen möglichst geringer als 0,05 % sein soll. Auch diese Unterschichtungseffekte wirken wieder besonders auf die Verteilung des Niederschlags in den ersten Zentimetern und geben ein falsches Spektrum und damit eine verzerrte Verteilungskurve. Für eine Kornklassenabtrennung ist die Wirkung dieser Effekte nicht so gross, dafür bereitet aber die erneute einwandfreie Aufbereitung des abgeschiedenen Niederschlags vielfach Schwierigkeiten. Die Effekte zeigen aber, dass nicht nur der Dichteunterschied Teilchen—Wasser sondern auch der zwischen Suspension—Wasser und Suspension—Suspension berücksichtigt werden muss. Dass man trotzdem zu vernünftigen Ergebnissen kommt, konnte in den bisherigen Versuchen nachgewiesen werden. Besonders geeignet erwies sich eine Quarzsuspension. Sowohl die Korngrössenbestimmung nach der Spektrenmethode als auch durch die Abscheidung von Kornklassen führte praktisch zu demselben Ergebnis. Die elektronenoptische Aufnahme von einzelnen Fraktionen ergab, dass die Trennwirkung bei der Abscheidung der Kornklassen zufriedenstellend war (Abb. 13). Die Grenzdurchmesser sind auf den einzelnen Aufnahmen jeweils durch entsprechend grosse Kreise markiert.

Es liegt nun nahe, die Zentrifugenergebnisse der Spektrenmethode mit anderen Methoden zu kontrollieren, z. B. mit der Pipettanalyse. Durch wochenlanges Absitzenlassen kann man schliesslich mit letzterer noch Teilchen von 0,2 μ ∅ erfassen. Die Abweichungen zwischen beiden Methoden waren im allgemeinen gering, bei quellfähigen Tonen allerdings grösser. Aber auch beim Pipettverfahren muss man in diesem Grössenbereich vorsichtig sein, insbesondere bei quellfähigen Tonen, die stärker zur Thixotropie neigen. Es ist durchaus möglich, dass die Ergebnisse unabhängig von anderen Fehlerquellen durch eine geringe thixotrope Viskositätsänderung in den ruhig stehenden Suspensionen verfälscht sind. Diese Erscheinung wurde z. B. von WINKLER (1938) in zahlreichen dispersen Systemen mit einer Odénwage untersucht und in ihrer Abhängigkeit von verschiedenen Faktoren diskutiert. In Tonsuspensionen mit feinkolloiden Kornklassen wird sich die Thixotropie natürlich noch mehr bemerkbar machen. So wurde von HAUSER u. Mitarbeitern (1937) in feinstkolloiden, 0,05 %-igen Montmorillonitsuspensionen noch eine thixotrope Viskositätserhöhung gemessen. In der stetig durch den Zentrifugenzylinder fliessenden Suspension wird es kaum zu einer solchen Strukturbildung kommen, auch schon deshalb nicht, weil hier die Erschütterungsamplitude der Apparatur mit wirksam ist. Eine exakte Kontrolle der mit dieser Zentrifuge erhaltenen Ergebnisse dürfte sehr schwer sein. Es gibt wohl kaum eine Methode der Korngrössenbestimmung im kolloidalen Bereich, die hierzu geeignet ist, abgesehen vielleicht von einer mühsamen Auswertung elektronenoptische Bilder. Wenn auch dieser Methode noch einige Mängel an-

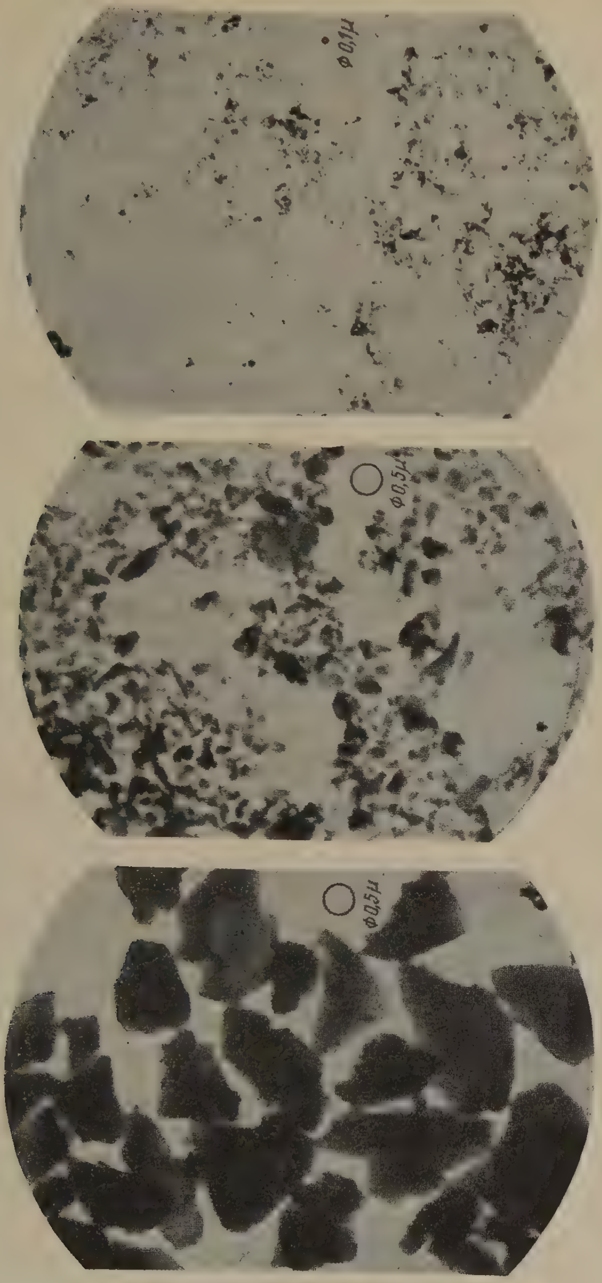


Abb. 13. Elektronenoptische Aufnahmen einzelner Quarzfraktionen.

haften, so sollte doch die Brauchbarkeit dieser Art von Kornanalysen in einer Zentrifuge nachgewiesen werden. Es bedarf noch weiterer Arbeit und Erfahrung, die Übereinstimmung zwischen Theorie und Praxis zu verbessern.

Literaturverzeichnis

Berg, S. (1942). Ber. dtsch. keram. Ges. 23, 271.
Correns, C. W. (1939). Die Sedimentgesteine in Barth, Correns und Eskola »Die Entstehung der Gesteine» 1939.
Gessner, H. (1931). Die Schlämmanalyse.
Hauser, E. A. und Reed, C. E. (1936). J. phys. Chem. 40, 1169.
Hauser, E. A. und Reed, C. E. (1937). J. phys. Chem. 41, 911.
Jasmund, K. (1948). Heidelberger Beitr. Mineral. u. Petrograph. 1, 341.
Svedberg, T. (1925). Kolloidchemie.
Svedberg, T. und Pedersen, K. O. (1940). Die Ultrazentrifuge. Handbuch der Kolloidwiss. VII.
Winkler, H. G. F. (1938). Kolloid Beih. 48, 341.

Diskussion

Å. Grudemo:[1]

Im Zement- und Betoninstitut haben wir grossen Nutzen von den von Dr. Jasmund angegebenen Methoden zur Abtrennung von verschiedenen Kornklassen und Bestimmung der Korngrössen gehabt. Wir beschäftigen uns da mit der Aufgabe, für Montmorillonit die Wasseradsorption und die interkristallinen Basisabstände als Funktionen der relativen Feuchtigkeit zu bestimmen, und als weitere Variablen oder Parameter wollen wir die Art der austauschbaren Kationen und die Korngrösse nehmen. Ich werde nun ein wenig über die Methoden berichten, die bei der Kornklassenabtrennung verwendet wurden.

Für diese Untersuchung brauchten wir ungefähr je 30 Gramm von den Kornklassen 1,6—0,4 μ, 0,4—0,1 μ, und $< 0{,}1\ \mu$. Zur Verfügung stand eine Durchlaufzentrifuge von der Marke Sharples für maximal 50 000 Umdrehungen/Min. und eine gewöhnliche Laboratoriumszentrifuge für maximal 3 000 Umdrehungen/Min. Gemäss Dr. Jasmund soll man nicht gern mit grösseren Konzentrationen in der Suspension als ein paar zehntel Prozent arbeiten, wenn man Partikelinterferenzen vermeiden will, und weiter dürfte der Zuflussgeschwindigkeit bei Durchlaufzentrifugierung mit diesem Typ von Zentrifuge zu unter 100 cm^3/Min. begrenzt werden, sonst entstehen Wirbelbildungen in dem Einlauf. Wenn nun die genannten Kornklassen nach der Trennmethode, also durch wiederholten Zentrifugierungen und Aufschlämmungen, von einander scharf abgeschieden werden sollten, so ist es leicht zu berechnen, dass es eine Zeit von mehreren Monaten täglicher Arbeit mit der Zentrifuge in Anspruch nehmen würde, ausreichliche Mengen von Ton für unsere Studien herzustellen.

Wer eine Ultrazentrifuge etwas getrieben hat, weiss dass man ein wenig ängstlich wird, wenn die Geschwindigkeit sich 1 000 Umdrehungen/Sek.

---

[1] Cement- och Betonginst. Stockholm.

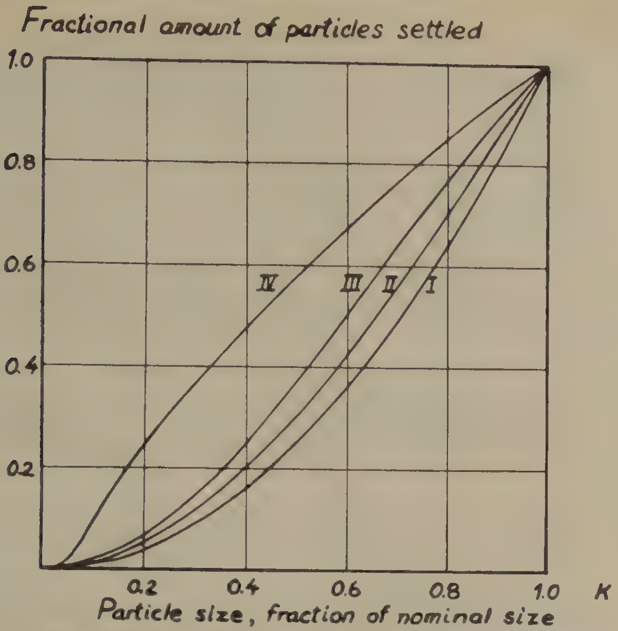


Abb. 1. Karakteristiken für verschiedene Zentrifugierungsverfahren.
I. Sedimentation.
II. Gewöhnliche Laboratoriumszentrifuge (Corda).
III. Hochtourenzentrifuge (Sharples), intermittenter Zufluss.
IV. » » , kontinuierlicher Zufluss.

nähert (das entspricht ja normale Flugzeuggeschwindigkeit für den äusseren Rand der Rotors). Deshalb will man gern seine Kornklassen mit möglichst kurze und wenige Betriebe herstellen.

Wie auch Dr. Jasmund erwähnt hat, so ist es aber für viele Untersuchungen nicht notwendig, eine vollständige Aufteilung eines Ausgangsmateriales in verschiedenen Kornklassen zu erzielen. Man gelangt viel schneller an eine befriedigende Aufteilung, wenn man bei verschiedenen Stadien in dem Zentrifugierungsprozess nur die Suspensionen und Sedimente mit günstiger Korngrössenverteilung weiter bearbeitet, anderes Material aber sofort wegwirft. Wir entwickelten dafür ein Schnellverfahren, das beschrieben werden soll. Zuerst aber will ich eine Zusammenstellung von karakteristischen Kurven für verschiedene Abtrennungsverfahren zeigen (Abb. 1).

Die Kurven zeigen den Bruchteil von Partikeln einer gewissen Grösse, die als Sediment abgeschieden werden. Die Korngrösse ist als Bruchteil K einer nominellen Grösse angegeben, die von den Versuchsbedingungen abhängt, wobei alle Partikeln von nomineller Grösse oder grösser zur Abscheidung kommen.

Wie man ersieht, sind die Unterschiede ganz gross zwischen den Kurven für verschiedene Verfahrungsweisen. Bei Durchlaufzentrifugierung wird ein bedeutlich grösserer Anteil von den Partikeln unter der nominellen Grösse als bei anderen Verfahren in dem Niederschlag erscheinen, besonders in dem mittleren Teil der Kurve. Die Durchlaufmethode ist deshalb geeignet, um

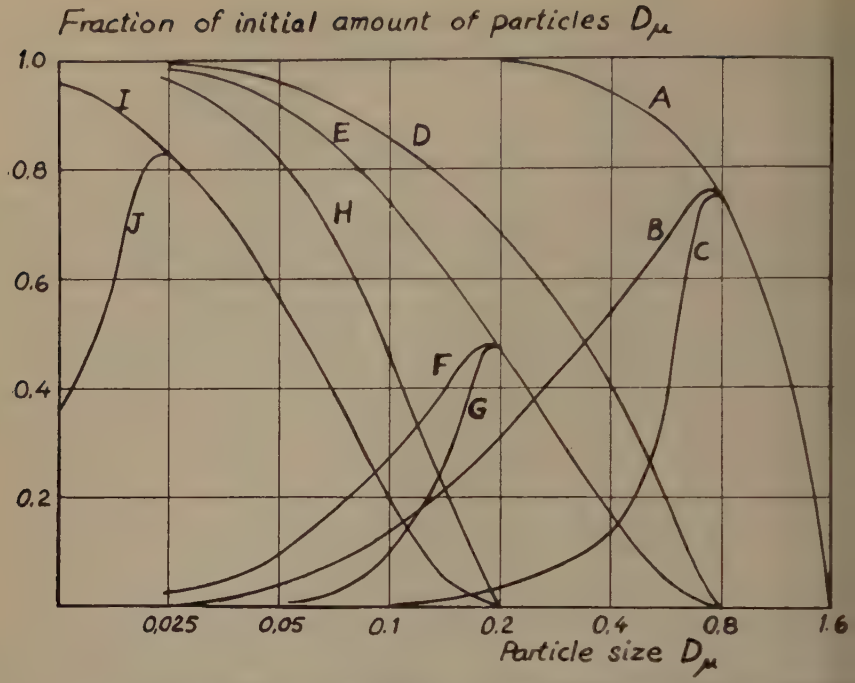


Abb. 2. Verteilungskurven der verschiedenen Korngrössenklassen bei dem gewählten Verfahren.

die Körner über einer gewissen Grösse von der ausgehenden Suspension schnell zu entfernen. Andere Methoden eignen sich besser für eine schnelle Abschneidung der Korngrössenverteilung in einem Sediment gegen kleiner werdende Werte. Dies ist auch für intermittente Zentrifugierung in einer Durchlaufzentrifuge gültig, wie von der Kurve III gezeigt wird. Dieses Verfahren kann in gewissen Fällen mit Vorteil verwendet werden, und bedeutet, dass man dem Rotor eine Füllung zuführt und diese während einer gewissen Zeit zentrifugiert, worauf man so schnell wie möglich und ohne die Zentrifuge stillzusetzen, eine neue Füllung zuführt, die die Flüssigkeit der vorigen Füllung verdrängt. Dann wird der Verlauf wiederholt, bis man eine geeignete Menge von Sediment erzielt hat. Man gewinnt auch den Vorteil, dass die Sedimentschicht mit dieser Methode homogener verteilt wird als mit kontinuierlichem Durchlauf.

Eine Zusammenstellung von den verschiedenen Momenten in einem Trennungsprozess ist in dem nächsten Bild gezeigt (Abb. 2). Die Korngrössenskala ist hier logaritmisch.

Kurve A zeigt die Korngrössenverteilung, die man nach Abschlämmung im Standgefäss mit dem Grenzwert 1,6 μ erhält. Mit dem Grenzwert meine ich dabei die Partikelgrösse, die zu 100 Prozent in dem Sediment abgesetz wird.

Kurve B zeigt die Verteilung in dem Zentrifugat nach einer Durchlaufzentrifugierung mit dem Grenzwert 0,8 μ. Das Zentrifugat enthält noc

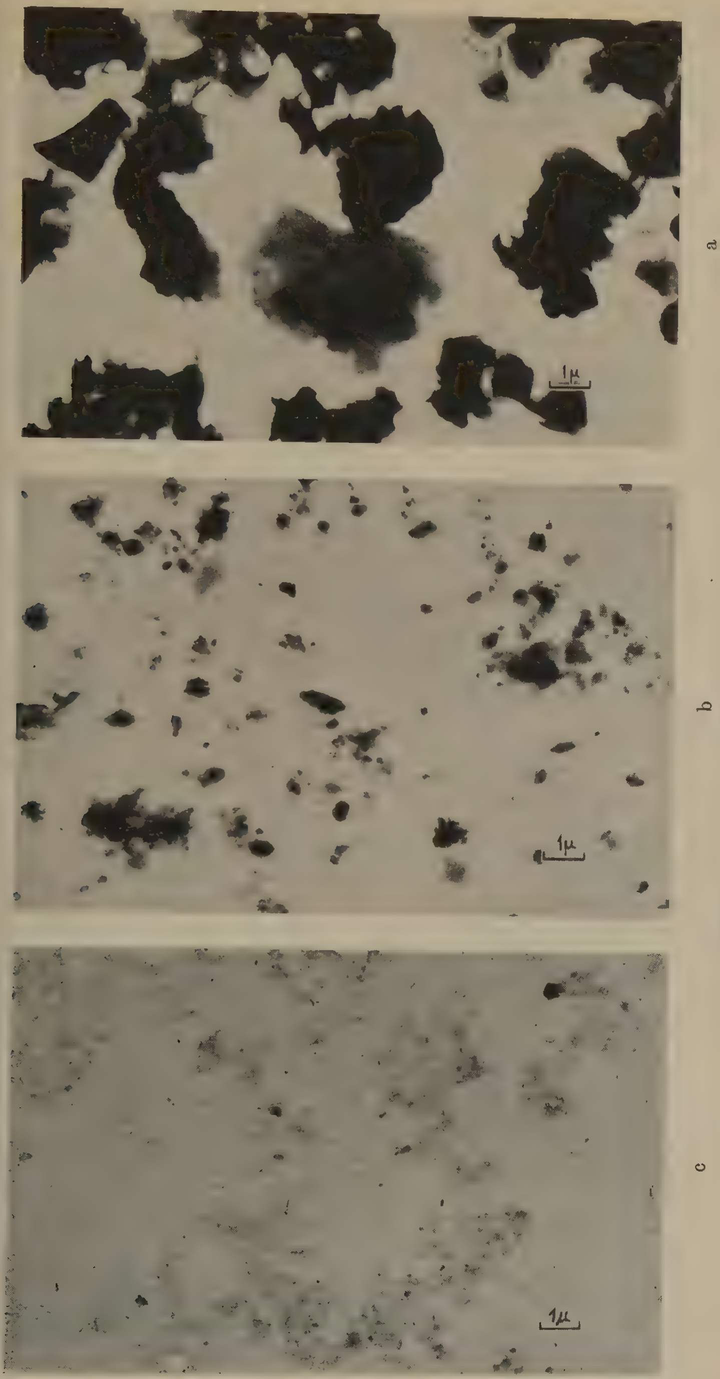


Abb. 3. Elektronenoptische Aufnahmen von drei Korngrössenklassen
a. 1,6 — 0,4 μ b. 0,4 — 0,1 μ c. $< 0,1\ \mu$

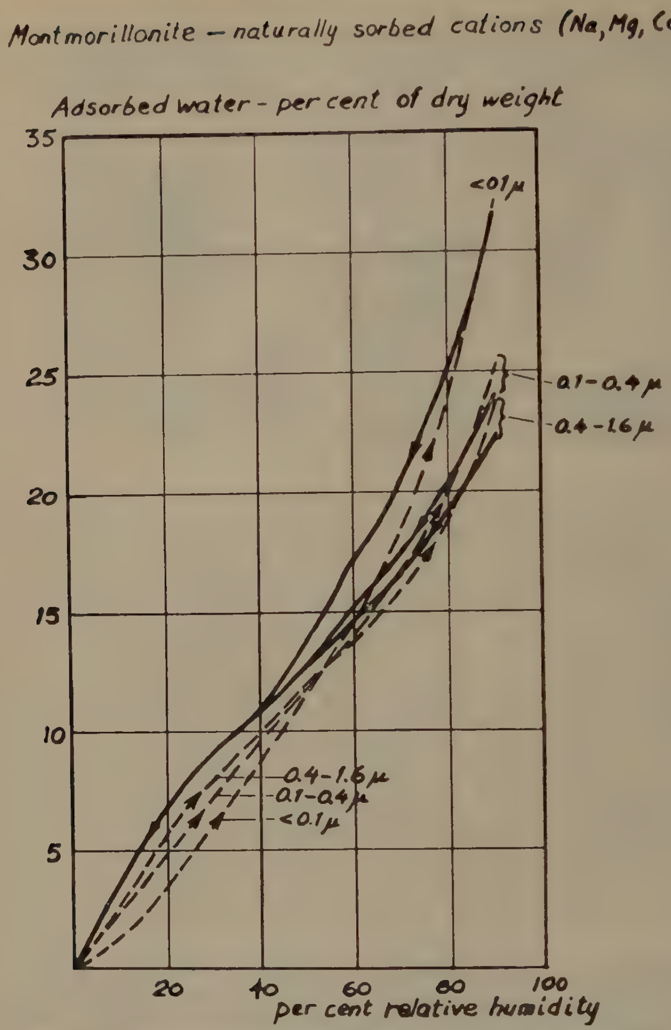


Abb. 4. Wasserdesorptionskurven für Montmorillonit mit natürlicher Kationenbelegung (Na, Mg, Ca).

grosse Mengen von Partikeln kleiner als 0,4 μ, aber nach Aufschlämmung und Zentrifugierung in einer gewöhnlichen Laboratoriumszentrifuge bekommt man eine Verteilung nach Kurve C in dem Zentrifugat. Dieses enthält dann so wenige Mengen von Partikeln kleiner als 0,4 μ, dass es für praktische Zwecke die Korngrössenklasse 1,6—0,4 μ gut entspricht, oder richtige vielleicht um 0,8 μ herum, da grosse Anteile von den Partikeln nahe 1,6 oder nahe 0,4 μ, die ursprünglich verhanden waren, verloren gegangen sind

Die nach der ersten Durchlaufzentrifugierung zurückbleibende Verteilung in der Suspension ist von Kurve D dargestellt. Eine wiederholte Zentri fugierung in derselben Weise resultiert in eine Verteilung nach Kurve E

Das Zentrifugat wird weggeworfen. Die Suspension wird mit intermittentem Zufluss und mit dem Grenzwert 0,2 μ zentrifugiert, und das Zentrifugat erhält dann die Verteilung von Kurve F. Nach erneuter Aufschlämmung und Zentrifugierung in derselben Weise bleibt eine Verteilung nach Kurve G zurück. Das Zentrifugat entspricht dann die Korngrössenklasse 0,1—0,4 μ, oder lieber um 0,2 μ herum.

Die Suspension, die die Kurve F entspricht, hat eine Grössenverteilung nach Kurve H. Nach noch einer Zentrifugierung, jetzt mit kontinuierlichem Durchlauf und mit dem Grenzwert 0,2 μ, gibt es nur eine geringe Menge von Partikeln grösser als 0,1 μ in der Suspension. Das feste Material in dieser Suspension entspricht also die Grössenklasse kleiner als 0,1 μ, wie von Kurve I hervorgeht.

Wenn man endlich diese Suspension konzentrieren will, eventuell nach Durchgang von einem Kationenaustauschprozess, so kann das dadurch gemacht werden, dass man eine Zentrifugierung mit intermittentem Zufluss und zum Beispiel mit dem Grenzwert 0,025 μ vornimmt, und man erhält dann eine Verteilung nach Kurve J im Zentrifugat. Allerdings verliert man dadurch noch einen Teil, in diesem Fall ungefähr die Hälfte, von der festen Substanz in der eingehenden Suspension.

Für eine gute Ausbeute von dem soeben beschriebenen Verfahren muss man natürlich verlangen, dass das ursprüngliche Material einigermassen gleich grosse Mengen von Partikeln von den verschiedenen Grössenklassen enthält, und dies war auch der Fall für das vorliegende Material. Die Herstellung von den geforderten Mengen, also mehr als 30 Gramm pro Grössenklasse, nahm eine Zeit von ungefähr drei Wochen.

Das Ergebnis der Aufteilung wurde im Elektronenmikroskop untersucht. In den nächsten drei Bildern werden Partikeln von den nominellen Grössen 0,8 μ, 0,2 μ, und kleiner als 0,1 μ gezeigt (Abb. 3 a, b, c). Man sieht, dass die Querdimensionen der Partikeln im Mittel drei- oder viermal grösser als die nominelle Mass sind, aber dagegen muss man annehmen, dass die Dicken in ungefähr entsprechendem Grad kleiner sind.

Die verschiedenen Grössenklassen unterscheiden sich auch recht wesentlich in ihren Wasseradsorptionseigenschaften, wenigstens für Montmorillonit mit natürlicher Kationenbelegung, wie von dem nächsten Figur (Abb. 4) hervorgeht. Die kleinsten Partikeln adsorbieren bei hohen relativen Feuchtigkeiten erheblich mehr Wasser als die beiden anderen, aber bei Desorption werden die Kurven allmählich zusammenfallen. Bei der von dem trockenen Zustand ausgehenden Resorption läuft die Adsorptionsisotherme für die kleinste Grössenklasse zuerst etwas tiefer, aber bei etwa 50 Prozent relativer Feuchtigkeit schneiden sich die Kurven, so dass bei höheren relativen Feuchtigkeiten die Verhältnisse wieder umgekehrt sind.

Systemet lera—mineralolja—vatten; några försöksresultat och synpunkter[1]

Av

Gunnar Beskow[2]

Framställningen behandlar några resultat av praktiskt-tekniskt syftande, pågående undersökningar.

I. Spilloljeledning med markvattnet.

Skadlig dels genom utledning till öppen recipient, dels genom förorening av grundvattentäkt. Erfarenheten är, att olja i viss grad medföljer grundvattenströmmen, i relativt grovkanaliga system, främst grus-sand resp. sprickig lertorrskorpa. Oljan dock eftersläpande, även varaktigt kvarhållen i jorden. Av intresse är, att få mekaniken härför belyst, vilket skett genom försöksserier startande våren 1954, främst via examensarbeten, omfattande laboratorieförsök och fältförsök i halvstor skala. Arbetsprogrammet uppgjordes närmast i anslutning till oljehamnbygget vid Skarvik (Ryahamnen) på Hisingen, intill Göteborg, där frågan gällde faran för spilloljeutledning mot älven med den ytliga grundvattenströmmen i tunn lertorrskorpa med lokal svämsandtopp, och behovet av skyddsåtgärder.

Den grundläggande serien av laboratorieförsöken[3] skedde enligt principen vattenströmning genom jordpelare, oljekvantitet införd i loppet, oljan färgad med fettfärg för tydlig observation.

Först prövades system av lera med sekundära grova kanaler, motsvarande sprickig torrskorpa, i olika utföranden: pelare av krossat tegel i grovsandfraktion, belagd med konsoliderad lerhinna, resp. massiv lerpelare, frusen och därmed genomdragen av spricksystem. Pelaren vattenfylld med reglerbar vattentryckdifferens, olja införd på tillströmningssidan. Det befanns att oljan utövar bromsande störning av vattenströmningen, dock vid obetydligt övertryck (några cm vatten) inträngande, vid ytterligare stegrat tryck medföljande vattenströmmen genom pelaren, restvis dock kvarlämnad i kanalsystemet. Detta kvarhållande innebar icke adsorption — ingen oljefilm på lerytorna, vid försiktig dissektion och vattenläggning all olja uppflytande. Spärren beror helt av kapilläreffekter.

---

[1] Autoreferat av föredrag hållet vid konferensen »Lera och Jonbyte» i Göteborg 21—23 april 1955.

[2] Geol. Inst. C. T. H., Göteborg.

[3] Examensarbete av nuv. civiling. Ragnar Askling och Sune Berntson, Göteborg.

Kapilläreffekterna kan bäst studeras i sandpelare, med samma principarrangemang: först rent vattenfyllt system, bestämning av vattengenomströmningskoefficienten; så olja införd på trycksidan, och successiv tryckstegring, från noll. Först, vid lågt övertryck, medför oljan total spärr, utöver ett visst tröskelvärde oljan inträngande, när hela oljemängden inträngd ånyo stopp. Först sedan trycket överskrider ett andra, betydligt högre tröskelvärde, kommer strömningen igång, med vatten undanträngande oljan, som vandrar med vattenströmmen. Den första spärren innebär konvexa, den andra konkava oljemenisker sett från vattensidan.

Med oljelagret vandrande genom pelaren blir strömningsförloppet ryckigt ojämnt, beroende på variationen i porvidd. Med ett finkornigare sandlager infört i pelaren erhålles nytt oljestopp, tills tryckskillnaden överskridit den finare sandens högre tröskelvärde. Också kvarlämnas spridda, smärre oljeproppar vid trängre porer, som orsakar en allmän genomsläpplighetsminskning = avtagande genomströmningskoefficient. Oljeviskositetens stora, allmänna betydelse härvidlag har främst intresse i andra sammanhang, gällande grundvattenströmning i grus—sand.

I skandinavisk kvartär lera sker ju strömningen genom torrskorpans spricksystem, och därvid är det av vikt att finna, att ingen adsorptiv ytbeläggning av leran inträffar. Undersökningarna har också varit inriktade direkt på adsorptionseffekten, stycken av våt lera oljedoppade, luftförvarade upp till 2 månader, och vid vattenläggning, oljefilmen totalt lossnande. Man har anledning i praktiken räkna med följande förlopp, vid oljebemängd grundvattenström i torrskorpan: Vid sjunkande vattenstånd oljenivån ned i trängre sprickor, vilket betyder intensivare kapillär spärrverkan, kvarhållande oljan. Vid vattenståndshöjning, ex. genom regnperiod, mobiliseras oljan och transporteras snabbt vidare.

Detta antagande skall belysas genom fältförsök vid Ryahamnen, ett inspåntat fältområde med kontrollerad-reglerbar grundvattenströmning. De första resultaten härav hade beräknats föreligga, men har fördröjts av årets klimatologiska extravaganser.

Dessa sammanhang kompliceras emellertid av den oljeadsorptiva effekten av organiska substanser i lermarken, matjordens humusämnen och allmänt gyttjig lera, som särskilt aktiveras i samband med uttorkning; även oljans bitumeniseringsgrad spelar stor roll. Dessa faktorer måste beaktas i de fortsatta undersökningarna.

II. Sänkning av oljehinna på öppet vatten.

Vid den stora tankerkatastrofen i Nordsjön i januari sågs i pressen ett danskt förslag: sänkning av oljehuden med talkpulver, som suger in oljan till talk-oljeklumpar, vilka är tyngre än vattnet och sjunker till botten.

Önskvärt vore med ett billigare och allmänt tillgängligt material. Därför gjordes jämförande preliminära försök med andra mineralpulversorter: stenmjöl av olika bergarter (granit, amfibolit, basalt, kalksten), mo-mjäla, lerpulver. Dessa ger liknande verkan, insugning av oljan till klumpar som sjunker, men inte så effektivt som talken: sämre sidvärts tillsugning, och framför allt klumparna inte så stabila, vatten tränger partiellt undan oljan, som på nytt flyter upp. Skillnaden är givetvis ett uttryck för talkens speciella ytkemiska egenskaper, intensiv oljeadsorption, helt stabil gentemot vatten, medan vid de andra pulversorterna oljan upptages-fasthålles enbart kapillärt.

Tanken låg då nära att pröva lera med organisk beläggning, vanlig humös lermatjord, gyttjig lera etc. Det visade sig att god tillsugning och helt stabila pulver-oljeklumpar erhölls. Efter de lovande laboratorieförsöken var det önskvärt med prov i större skala, och genom tillmötesgående intresse från Göteborgs Hamningenjörskontor arrangerades en ytavspärrad bassäng, där dessa prov gjordes: ett par liter olja uthälld på vattnet, så påsockring med torkad och pulvriserad lerjord, i första hand en moig svartgyttjig lera. Resultatet var positivt, det gick utan svårighet att sänka praktiskt taget hela oljemängden.

Ifråga om *materialåtgången* gäller, att vid laboratorieförsök, med absolut ekonomisk spridning (inte mer jordpulver än som lagom oljefylls) åtgången blir c:a 1,2—1,3 g jordpulver (motsvarande ungefär samma tal cm^3 av löspackat pulver) per cm^3 olja. I praktiken blir åtgången givetvis mycket större, i den mån effektiv rening avses, emedan man inte kan undvika överskott (tjockare pulverlager än som oljehinnan behöver) och spill. Försöken indicera att man väl kan uppnå en ekonomi av c:a 3 ton jordpulver per kubikmeter olja, vid praktiskt effektiv rening. Där det gäller att sänka det mesta av ett större oljeflak till havs, torde man kunna räkna med väsentligt bättre effektekonomi, 2,5 till 2 ton jordpulver per m^3 olja.

Spridningen bör givetvis ske från lovartsidan, så att vinden blåser lerpulvret ut över oljehuden. Mekaniken kan tänkas olika, från manuell skyffling vid patrulltjänst i hamnområden resp. vid improvisation, till utblåsning med sandspruta.

Vid val av jordtyp gäller, att lermatjord under alla omständigheter är ett prima, överallt tillgängligt material, lätt att torka och krossa. I större skala torde man böra inrikta sig på gyttjig lera, erhållen vid muddringsarbeten. Torkningen sker lämpligen som fri lufttorkning sommartid, ev. kompletterad med värmetorkning, och därefter pulvrisering, varefter pulvret förvaras någorlunda torrt. Fuktighetstoleransen är dock relativt stor: exempelvis den i Göteborgs hamn använda gyttjiga leran visade ingen som helst effektivitetsminskning vid vattenhalt upp till 10 vikt-%, god verkan alltjämt upp till 15 %.

De systematiska försöken fortsätta.

Något om de svenska prekvartära lerornas mineralogiska och industriella användning[1]

Av

Rolf Norin[2]

Föredr. framhöll inledningsvis, att han i den kommande framställningen inte endast skulle beröra plastiska lersediment utan även sådana avlagringar från äldre perioder, vilka idag representeras av exempelvis lerskiffrar, alunskiffrar o. s. v. I framställningen berördes icke rent mekaniska sediment, d. v. s. detritusbildningar, inom vilka mycket liten eller ingen diagenes ägt rum. I fortsättningen berörde föredr. de olika bildningsmiljöer, vilka leda fram till olika lertyper, varvid han särskilt framförde sådana av kaolinitisk och montmorillonitisk typ.

Det framhölls som särskilt värdefullt vid studiet av hithörande sediment att hålla i minnet de stabilitetsområden, som gälla för soler av typ $Al_2O_3 \cdot nH_2O$ samt $SiO_2 \cdot nH_2O$. Med utgångspunkt från vår vetskap om dessa solers stabilitetsområden kunna vi, framhöll föredr., göra oss en relativt enkel bild av de i klimatiskt hänseende olika vittringsförhållanden, vilka föra fram till kaolinitiska resp. montmorillonitiska leror.

Föredr. gav några exempel på, att åtminstone under vissa delar av skilda geologiska perioder vittringsbetingelserna må ha varit likartade, då de fört fram till sediment av såväl kemisk som mineralogisk identitet.

I korthet berördes några ytterligare faktorer vid diagnostiseringen av olika lertyper: Kornfördelning, basbyte, radioaktivitet.

Slutligen lämnades en kort keramisk karakteristik över brännförloppet hos olika lertyper. Den arkeiska erans lerskiffrar berördes helt kort; av kambriska leror påminde föredr. om den stora roll, som tidigare alunskiffern vid Andrarum spelat för svenskt näringsliv. Den från denna skiffer utvunna alunen hade stor betydelse som ett specifikt oorganiskt garvmedel (Schwedenleder) och utgjorde en viktig exportprodukt.

---

[1] Autoreferat av föredrag vid konferensen »Lera och Jonbyte», Göteborg 21—23 april 1955.

[2] AB Höganäsmetoder, Höganäs.

I detta sammanhang berördes också Kvarntorps relativt oljerika skiffer samt motsvarande bildningar på Kinnekulle. Av särskilt intresse är här inte endast de flytande bränslen, som erhållas från dessa sediment utan även de mängder uran och radium, som i vår tid äro särskilt aktuella.

Som exempel på användning av siluriska leror erinrade föredr. om rastritesskiffern vid Skultorp, vilken kommersiellt utnyttjas för framställning av s. k. »lättklinker». Framställningssättet härför grundar sig på den omständigheten, att en »autoreduktion» med frigörande av syrgas äger rum just vid den temperatur, då skiffern börjar smälta. Det uppstår härvid ett glaserat skal omkring partikeln, vilket förhindrar bortgåendet av den uppkomna syrgasen, som sålunda kan ge upphov till en porös kropp. Volymvikterna på dylika lättklinker torde ligga omkring 0,2.

I Fyledalen förekommer brytning av en vittrad colonusskiffer för framställning av murtegel.

En särpräglad lertyp utgör de relativt mäktiga bentonitlager, vilka bl. a. uppträda vid Kinnekulle. Tyvärr är denna bentonit av utpräglad kalciumtyp, med starkt kaliuminnehåll varför det kommersiella värdet är betydligt lägre än exempelvis de amerikanska Wyombentoniterna.

Föredr. kom så in på de rhät-liassiska sedimenten i Skåne och en kort redogörelse lämnades dels för olikheten i utbildning mellan NV Skånes horisontella sedimentpackar och SÖ Skånes mot siluren uppresta lager, dels en kort översikt över lagerserien inom de olika områdena samt slutligen för användningsområdena för de olika lertyperna. Särskilt påpekades den stora kemiska och mineralogiska skillnaden emellan de eldfasta leror, vilka åtfölja kolflötsen och de under B-flötsen liggande plastiska lerorna, tillhörande Vallåkraformationen resp. Keuper.

En flyktig granskning ägnades Wealdenlerorna i SÖ Skåne, de under kritan anträffbara kaolinlerorna i NÖ Skåne samt slutligen helt kort några utblickar på de kvartära lerorna och diatomacéjordarna.

Synpunkter på kvartära lerors genetik[1]

Av

Björn Järnefors[2]

Abstract. Some notes are given about the genetics of clays from the Upsala region nd the Göta River Valley. Three types of clays appear — heavy clay, silty medium lay, and sandy light clay — according to the granulometric composition which gives s information about their settling environments. The distribution of $CaCO_3$ and Na n Glacial and Post-Glacial clay of Upsala are also discussed.

De kvartära lerornas genetik är som bekant ett synnerligen omfattande och till stora delar ännu outrett forskningsområde. Det torde . ex. icke vara någon överdrift att påstå att vår kunskap om de kvartära lerornas mineralogiska sammansättning och vad den kan förtälja om deras ursprung är mycket ofullständig, även om ett flertal forskare samlat data härom från olika sedimentområden i vårt land (jfr Collini 1950).

Med hänsyn till ämnets omfattning skall här endast i korthet belysas ett antal stratigrafiska och samtidigt genetiska frågor, som uppstått samband med Sveriges geologiska undersöknings kartläggning av ersedimenten i Uppsalatrakten och Göta älvs dalgång.

Lerornas granulometriska sammansättning ger ofta väsentliga upplysningar om exempelvis sedimentationsmiljön. Inom den centrala Uppsalaslätten och i Göta älvs dalgång förekomma i huvudsak tre genetiskt skilda lertyper nämligen styvare leror med en lerhalt överstigande 40 % (vanligen omkr. 60 % material $< 2\ \mu$), mjäliga mellanleror med < 40 % ler och omkr. 35 % mjäla samt moiga lättleror med < 35 % ler och en mohalt av omkr. 50 %. De tre lertypernas kornstorlekssammansättning illustreras av kumulativdiagrammet fig. 1.

De styvare lerorna, som ge en uppåt konvex kumulativkurva (fig. 1, analys 23), ha sedimenterat i djupt och lugnt vatten, tämligen avlägset från dåtida stränder. De äro inom slutna bäcken såväl inom Uppsalaområdet som i Göta älvs dalgång ofta utbildade som strimmiga och fläckiga, stundtals varviga sulfidleror, vilket indikerar en avsättning ett stagnerande och tämligen syrefritt vatten med en riklig förekomst av mikroorganismer.

En foliekärnborrning genom de mäktiga postglaciala lerorna i Kungsängen söder om Uppsala visar följande lagerföljd (fig. 2): överst till ,5 m djup en oxiderad, grå torrskorpa, genomsatt av permanenta sprickor; därunder en svartstrimmig och fläckig sulfidlera, som på c:a

---

[1] Autoreferat av föredrag hållet vid konferensen »Lera och Jonbyte», Göteborg 1—23 april 1955.

[2] Sveriges Geol. Undersökning, Stockholm 50.

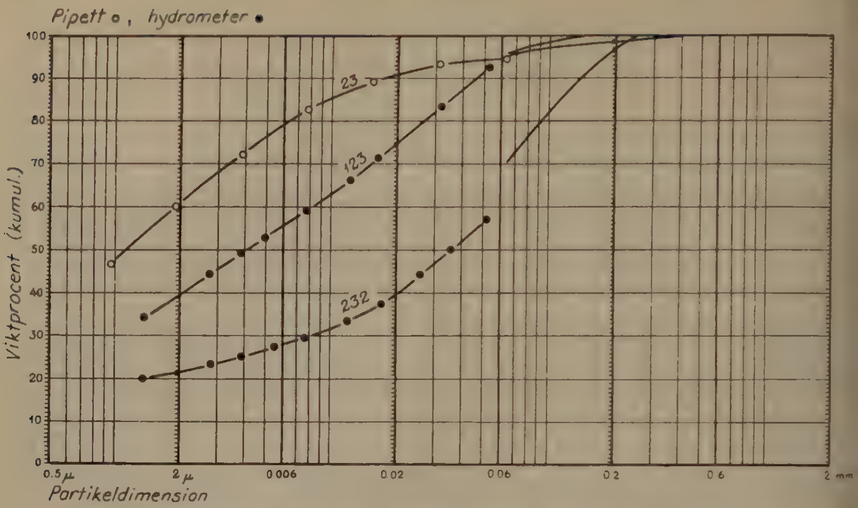


Fig. 1. Kumulativdiagram för 3 representativa lertyper Nr 23, styv lera, Nr 123 mjälig mellanlera och Nr 232 moig lättlera.

14 m djup övergår i en homogen, grå och styv lera. Under ett tunt sandlager på något mer än 19 m djup återfinnes den s. k. fläckzonen, en för Uppsalatrakten karaktäristisk, omkr. 1 dm mäktig, av små kalkfragment vitfläckig lerhorisont, som vanligen uppträder strax ovanför glaciallerans första synliga mikrovarv.

$CaCO_3$-haltens variationer i lagerföljden ge upplysningar av genetiskt intresse. Ned till c:a 5 m djup är karbonathalten endast någon procent, beroende på urlakning samt på det genom Fyrisån i sen postglacial tid tillförda lerslammets kalkfattigdom. Härifrån och nedåt stiger emellertid karbonathalten och når på c:a 16 m djup upp till inemot 20 %. Detta indikerar, att den grå, på organiskt material och svavelföreningar fattiga leran är en genom bränningsverkan i samband med landhöjningen från högre belägna områden i närheten hastigt tillförd, omlagrad, kalkhaltig glaciallera. Från 16-metersnivån och nedåt sjunker kalkhalten snabbt till < 1 % ovanför fläckzonen, beroende på större vattendjup och längre avstånd till dåtida stränder, varigenom kalken fått tid att lösas ut.

Fläckzonen med sin rikedom på kalkfragment uppvisar ett nytt karbonatmaximum på omkr. 12 %. Närmast under fläckzonen är kalkhalten låg men stiger ånyo i den mikrovarviga glacialleran.

Kalkhaltens variationer i Uppsalatraktens glaciallera ha undersökts av Mattson och medarbetare (1950, jfr även Hörner † och Järnefors, 1952) i en geokronologiskt daterad lagerföljd i Marsta, beläget c:a 10 km norr om Uppsala. Analyserna härifrån visa, att $CaCO_3$-halten i de proximala, närmast iskanten belägna varven är jämförelsevis låg (c:a 15 %), beroende på glaciallerans här tämligen höga halt av mo och sand, men att den i varven, avsatta på något längre avstånd från iskanten, stiger till omkr. 30 % för att slutligen åter långsamt sjunka i de distala varven, där kalken fått tid att lösas ut, eller kalkpartiklarna varit för stora för att tillräckligt länge stanna i suspension.

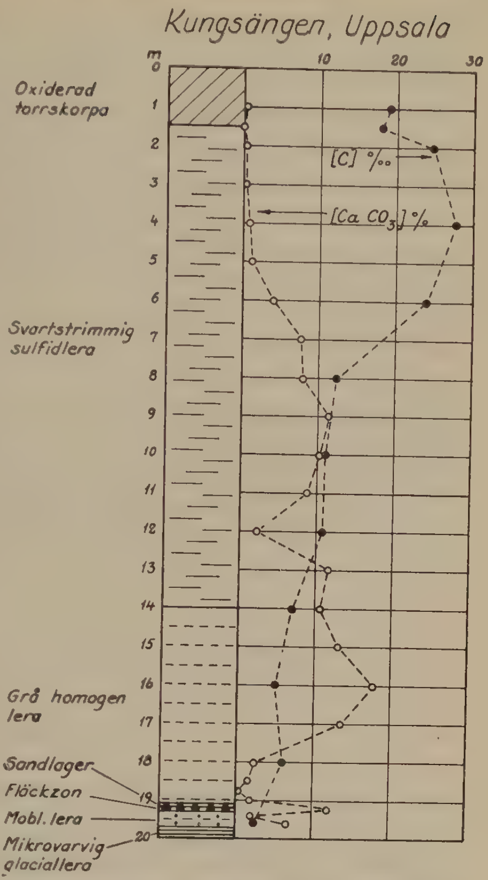


Fig. 2. Profil från borrning med foliekärnborr.

I en undersökning av G. Arrhenius (1947) påvisades, att färgskillnaden mellan sommar- och vintervarven i distalt avsatt glaciallera från Uppsalatrakten (åren —815 till —769 enl. De Geers kronologi) icke berodde på kornstorleksvariationer. Emot förmodan uppvisade sommarvarven en högre halt av grövre, totaldispergerat material än vintervarven. I ännu yngre varv (åren —740 till —729) konstaterade emellertid Hörner (1948), att sommarvarven så småningom med avtagande ålder bestodo av märkbart grövre material än vintervarven. Genom analyser av halten av fritt Na i den ovan omnämnda profilen från Marsta fann Ståhlberg (1952) ett utbildat men snabbt avtagande maximum i havsvattnets salthalt under åren —830 till —810, vilket torde sammanhänga med Yoldiahavets vid den tiden på grund av landhöjningen pågående isolering från Västerhavet. Betingelserna för koagulering av den uppslammade glacialleran blevo härigenom mindre och mindre.

De mjäliga mellanlerorna ha en kornstorleksfördelning, som ger en nästan rak kumulativkurva (fig. 1, analys 123). De ha avsatts i ett tämligen grunt, relativt strandnära och svagt strömmande vatten och återfinnas ofta i förhållande till de styvare lerorna på topografiskt högre belägna nivåer. På grund av sin mjälahalt bilda de ur jordbrukssynpunkt svårbrukade jordar, i vilka täckdikena visa en benägenhet att slamma igen.

De moiga lättlerorna, som kännetecknas av en nedåt konvex kumulativkurva (fig. 1, analys 232), ha uppstått under landhöjningens gång i anslutning till exponerade moränpartier eller glacifluviala grusavlagringar, varifrån det grövre materialet svallats ut (Ekströms »landhöjningssediment»). Inom Uppsalaområdet och i Göta älvs dalgång spela de en till arealen underordnad roll men ha gett upphov till tämligen lättbrukade åkerjordar.

Litteratur

Arrhenius, G. (1947). Sveriges Geol. Unders. Ser. C, N:o 486.
Collini, Bengt (1950). G. F. F. 72, 192.
Hörner, N. G. och Järnefors, B. (1952). K. Lantbrukshögsk. Ann. 18, 170.
Hörner, N. G. (1948). Bull. Geol. Inst. Upsala, 32, 195.
Mattson, S., Eriksson, E., Koutler-Andersson, E., Barkoff, E., Ståhlberg, S. och Vahtras, K. (1950). Kungl. Lantbrukshögsk. Ann. 17, 222.
Ståhlberg, S. (1952). Acta Agricult. Scandin. 2, 11.

Kvartära leror som nyttiga råmaterial i industri och teknik[1]

Av

Tor H. Hagerman[2]

Abstract. The report given here is an attempt to present some knowledge, still somewhat heterogeneous, of the characteristics of Swedish glacial and postglacial clays when utilized as raw material.

After having discussed existing deposits, genetics and petrography principally with reference to the literature a report is made on the most essential applications of said clays particularly in construction engineering and the production of building material (bricks etc.).

Data from the State Road Institute of Sweden verify the comprehension obtained from agro-geological maps referring to the grain size of the clays in various districts of the country.

Deviations in the relation between the disintegration time and the plasticity expressed as the water content difference at two different strengths (V_{10}—V_{100}) would indicate still unknown differences in the composition.

After having examined the grain size analyses of the Brick Laboratory it has been proved that most Swedish brick clays have a low degree of sorting and mostly show a coarse grain size.

In this connection the problem of suitable clays for moulds used in the production of cast iron and brass etc. is of evident interest. It would be of great value if reliable standard qualities made of these Swedish clays were available in the market for applications referred to in this article.

---

[1] Autoreferat av föredrag hållet vid konferensen »Lera och Jonbyte», Göteborg 21—23 april 1955.

[2] Hagermans konsultationsbyrå, Stockholm.

Denna sammanställning som utfördes till konferensen »Lera och Jonbyte», Göteborg 1955, utgör ett försök att i korthet överblicka kännedomen om våra kvartära leror ur materialteknisk synpunkt. Värdefulla uppgifter ha beredvilligt ställts till förfogande av Statens Väginstitut och Tegelindustrins Centrallaboratorium, vilka uppgifter tillsammans med litteraturutdrag och data från egen verksamhet bilda ett tyvärr ännu synnerligen heterogent underlag.

Säkerligen finnas betydelsefulla uppgifter för rubricerat syfte att hopbringa även från verksamhetsområden där leran ej direkt nyttjas som råmaterial, t. ex. särskilt från geotekniska och agrikulturella undersökningar. Provtagningssätt och en säker kännedom om dessa ha i detta sammanhang en stor betydelse, liksom även huruvida smärre prov finnas bevarade för efterundersökning. Tiden har nu ej medgivit bearbetning av resultat från dessa senare verksamheter inom lerforskningen.

De karaktäristika som väsentligen definiera en lera kunna hänföras till partiklarnas mineralsammansättning, deras storlek och form samt det ingående vattnets beskaffenhet, t. ex. Ph-värde, halt av vissa joner m. m.

Våra kvartära leror ha bildats genom dispergering och vittringsomvandling av rätt olikartade ursprungsmaterial. Som materialleverantörer har man i stora drag anledning urskilja urbergsterräng med ev. underavdelning för granit resp. gnejs och leptit, vidare kambrosiluren samt fjällkedjans bergarter.

Rengmark (1945) återger en översiktskarta med indelning av vårt land i de viktigaste av dessa regioner. Det är emellertid att märka att finkorniga partiklar i hög grad även frigjorts ur t. ex. morän och åsmaterial, vilka redan uttransporterats från ursprungsorten. Blockspridning relativt iströmmarnas frekvens och riktning har därför även ntresse för bedömning av utbredning för leror med viss sammansättning. Ett tacksamt studium i detta hänseende utgör de kalkrika sedimentens spridning. G. Lundqvist (1953) har i Atlas över Sverige sammanställt uppgifter härom visande bl. a. den stora märgelavsättningen i Uppland emanerande från trakten av Gävlebukten.

Väsentligen utgöras dessa leror av i vatten sedimenterat material, mera sällan anträffas verkligt lerrik morän. De äldre skikten i varje sedimentationscykel och särskilt glaciallerans proximalskikt karaktäriseras till skillnad från de yngre skikten av mera oroliga strömnings- och separeringsförhållanden. Glacialleran kan visserligen som formation sägas vara en regional bildning (jfr De Geer: mikrodistalvarv) men varje skikts horisontella utbredning vinkelrätt strömriktningen, och särskilt i proximalzonen, är dock mycket begränsad. I strömriktningen sker en rätt snabb faciesväxling — tvärs denna riktning ha vi att räkna med en mångfald strömmar från isområdet — påverkad av växlande topografi i sedimentationsbassängen och därav förorsakade växlingar i materialets beskaffenhet. Homogenast torde övergångsskikten mellan de senglaciala och de äldre postglaciala lerorna vara medan de yngsta (svämleror etc.) ha mer lokal karaktär. De svenska lerornas utbredning, dels som ingrediens i åkerjordar, enligt EKSTRÖM (1953) och dels som geologiska bildningar, enligt G. LUNDQVIST och SAHLSTRÖM (1953) finnas numera på ett överskådligt sätt presenterade i Atlas över Sverige. Det framgår därav tydligt att lerrika sediment huvudsakligen ha utbredning i Östra Svealand och Nordöstra Götaland. I mindre omfattning eller med magrare sammansättning företrädas sådana sediment i Vänernområdet och i åtskilliga älvdalar. Moränleror finner man huvudsakligen i Skåne och Jämtland samt på Öland och Gotland, d. v. s. samtliga områden med kalkrik berggrund.

Vid bearbetning av de kvartära lerorna för olika ändamål och särskilt vid val av lämplig lertäkt skulle en bättre kännedom om genetiska enskildheter kunna vara till stor nytta. Denna kännedom är tyvärr ännu mycket bristfällig.

Som regel behöva vid exploatering mäktigheter uttas, hållande ett flertal skikt (årsvarv etc.). Generalprov härav visa naturligtvis ej heller på entydiga sedimentationsförhållanden — man handskas i stället med blandningar av flera sediment. Med hänsyn till kornstorlek och gradering visa också sådana prov ofta dubbla storleksmaxima (Fig. 1 c).

Typprov från skiktmäktighet på c:a 1 dm visa ibland ensortering (Fig. 1 a), vanligtvis får man dock en mer utbredd fördelning (Fig. 1 b), vilket antagligen är ett interferensresultat av de i provet ingående olika sedimentens växlande kornstorlek.

Fig. 1 visar typiska fördelningar av kornstorleken hos prov av mjälarika sediment från Övre Norrlands kusttrakter.[1] Varje prov representerar flera skikt.

Kornformen är beroende av mineralsammansättningen och båda visa tydligt samband med kornstorleken. Den i lerorna (taget i vidsträcktaste bemärkelse med lättlera, mellanlera, styva leror) ingående halten av mo och mjäla, utgörs huvudsakligen av kvarts, i mjälan jämväl ofta av glimmermineral.

Mineralsammansättningen hos leret ($< 2\ \mu$) veta vi endast litet om — särskilt gäller detta den kvantitativa sammansättningen. COLLINI (1950) har gjort en inventering av tillgängligt kunskapsstoff vid denna tid. Han anför Atterbergs, Vesterbergs och Tamms kemiska och experi-

---

[1] Bestämningarna äro utförda vid Hagermans Konsultationsbyrå såsom slamanalyser med mikroskopisk korrektion av storleksgränserna.

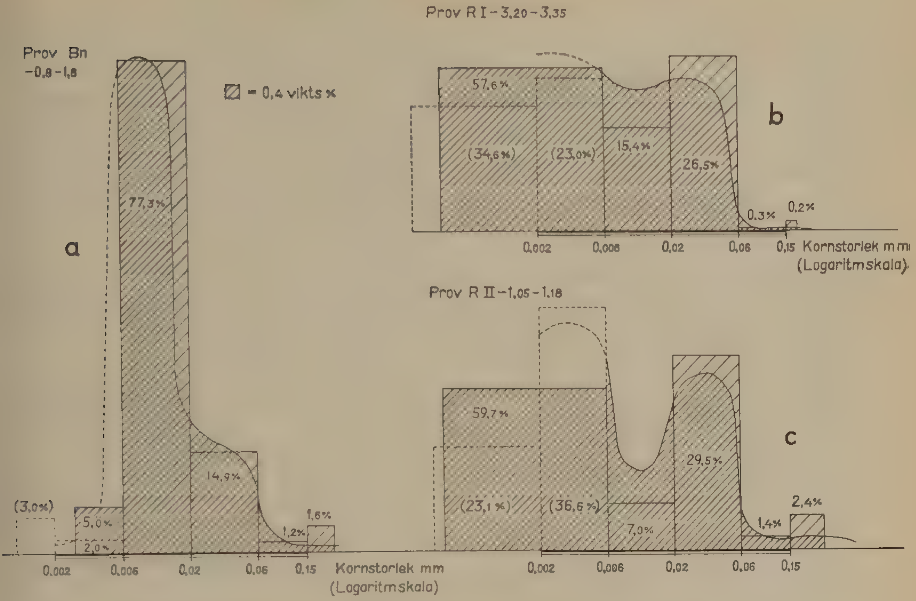


Fig. 1. Kornstorleksfördelning hos mjälarikt sediment a) ensorterat, b) med tämligen fördelad sortering c) med tydligt dubbelt maximum.
(Grain size distribution; a) well sorted sediment rich in silt, b) silty sediment poorly sorted c) silty sediment with a clearly double maximum.)

mentella arbeten, vari för 30—40 år sedan påvisades att utöver partiklar av ovittrade bergartsmineral (kvarts, fältspat etc.) förefinnes även en viss halt Al-rika vittringsprodukter. Genom nyare undersökningar, bl. a. DTA-bestämningar vet man att särskilt mineral tillhörande illit-gruppen här spelar stor roll. Vissa kvartära leror synas även hålla montmorillonit och kaolin. En öppen fråga är även kloritens betydelse i sammanhanget.

Undersökningar av lerans användningsegenskaper utföras i vissa fall såsom i anslutning till tegelindustri och vägbyggnad samt i agrikulturellt syfte. Sådana bestämningar (t. ex. plasticitet, krympning, sintring, DTA-analys etc.) kunna indirekt ge anvisningar om lerans mineralsammansättning och andra grundegenskaper. Möjligheten att draga värdefulla slutsatser reduceras av att dessa undersökningar vanligtvis utföras på flerskiktsprov.

Vid en översikt av de områden där kvartära leror användas, eller eftersträvas för lösandet av en uppgift, riktas blicken först på byggnadstekniken. Man söker mången gång ett prisbilligt material för tätningsuppgifter i samband med byggnadsverksamhet. Det kan gälla packning kring grunder eller som stabilisering av lösa jordlager vid skärningar, samt även som skärm av sprickig berggrund mot spridningsrisk kring oljelagring etc. Vid dammbyggnader för kraftverk användes tidigare leror i större omfattning. Med hänsyn till konsolideringstid och stabilisering föredras numera i sådana sammanhang ett tätpackningsmaterial av jämnt fördelad gradering, vari endast en förhållandevis låg halt av ler ingår. Saknas naturligt moränmaterial får man bereda det med grus och finmaterial.

Inom vägbyggnadstekniken har lerinblandat material (lergrus) kommit till ökad användning det senaste decenniet. Redan före kriget gjordes på BESKOWS förslag försök med verkblandad lergrusmassa. Numera inblandas dock vanligen leran direkt på vägytan.

Statens väginstitut har i anslutning till sina grusinventeringar genomgått ett stort antal lerprov från olika delar av landet och därvid bestämt hygroskopicitet, plasticitet (V_{10}—V_{100}) och kalkhalt, samt på torkat lerbruk klyvhållfasthet och sönderfallshastighet under vatten (desintegrationstid).

De av RENGMARK (1945) sammanställda uppgifterna ha här kompletterats i vissa avseenden.

Fördelningen av desintegrationstiden för de värdefulla, styvare lertyperna från olika län visar som man nog, med hänsyn till växlande geologiska förutsättningar kan vänta sig, rätt stor spridning för resultat från ett och samma län. Av hittills undersökta områden visa Skånelänens och Värmlands samt Öster- och Västergötlands leror de största desintegrationstiderna.

Inläggas på karta genomsnittsvärden för lerornas desintegrationstid och vattenhaltsdifferens i hittills undersökta vägdistrikt får man i stort sett fram en väntad fördelning med hög desintegrationstid och hög vattenhaltsdifferens (V_{10}—V_{100}) i överensstämmelse med den agrogeologiska kartan. Intressanta avvikelser förekomma emellertid. Sålunda synes desintegrationstiden ej vara så hög i NE delen av Kristianstads län som man av V_{10}—V_{100} skulle vänta. I ett bälte i centrala Värmland föreligga leror med tydligt låg desintegrationstid. V_{10}—V_{100} är särskilt hög för leror förutom i Skåne, i Göteborgstrakten, Östergötland samt i Uppland. Bearbetat ur mer regional-geologisk synpunkt skulle detta material troligen ge ytterligare värdefulla upplysningar, och för att draga slutsatser om själva lermaterialets beskaffenhet hade det varit värdefullt om man i några av dessa prov även kunnat bestämma halten ler.

Se vi på byggnadsmaterialtillverkningen, proportioneras cementråslammet med kvartär lera. Man önskar en så konstant sammansättning

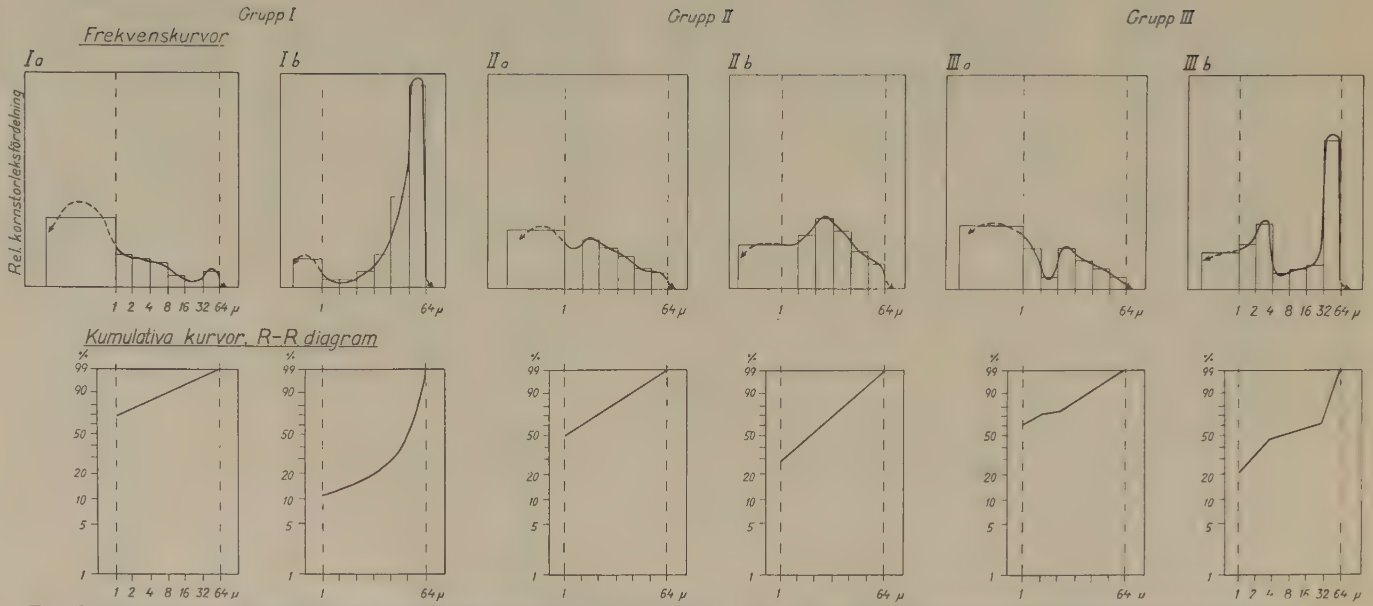


Fig. 2. Indelning av Svenska tegelleror i kornstorleks- och sorteringstyper, vid omtolkning av Rosin-Rammlerdiagram till frekvenskurvor.
Classification of Swedish brick clays as to grain size and sorting types after having converted Rosin-Rammler (R-R) diagrams to frequency curves.

som möjligt vanligen med hög halt aluminiumsilikat, d. v. s. hög halt av ler.

Tegelindustrin är väl fördelad över de goda lerterrängerna, naturligtvis dock med lägre frekvens där avsättnings- och transportmöjligheter brista. Vid sidan om tillverkning av olika slags tegel och dräneringsrör förekommer också produktion av kakel. Vid Uppsala-Ekeby användes slammad, torkad, krossad och torrpressad kvartär lera. I viss omfattning nyttjas också sådant material för blomkrukor och glaserat hushållsgods.

Tegellaboratoriet utför rutinmässigt bestämningar av kornstorlek, tork- och brännkrympning, brännfärg samt, ehuru i mindre omfattning, sintringsintervall. Sistnämnda bestämning ersättes numera delvis genom mätningar över formförändring i upphettningsmikroskop. Av stort intresse vore ingående korrelationsutredningar mellan dessa egenskaper och den på samma lera bestämda kornstorleksfördelningen.

Tegellaboratoriet bestämmer kornstorleken hos lerproven genom sedimentationsanalys enligt Andreasen, sedan ev. grövre fraktioner bortsiktats. Resultatet framställes grafiskt med hänsyn till bedömandet ur keramisk synpunkt som s. k. Rosin-Rammler-diagram. Vid en genomgång för föreliggande arbete av detta material, omfattande några hundra analyser, ha dessa speciella kumulativa diagram omtolkats till ur genetisk och lageruppbyggnadssynpunkt lättare bedömda frekvenskurvor, enligt schabloner som visas i fig. 2.

Den i figuren anförda indelningen efter gradering (angiven som sorteringseffekt) och kornstorlek har lagts till grund för en statistisk behandling av Tegellaboratoriets bestämningar varvid generalproven dock ej medtagits. Vid denna uppdelning (se Tab. I) har hänsyn också tagits till från vilket åkerjordsområde provet härrör. Av 364 granskade bestämningar visa betydligt över 300 en fördelad sortering, varav närmare 300 betraktas som övervägande grovkorniga.

Beträffande kornstorlekens praktiska konsekvenser anföres att leror rika på partiklar $< 1\ \mu$ äro för »feta» för att väl lämpa sig till murtegel, för vilket en hög partikelfrekvens mellan c:a 1 och 8 μ anses lämpligare. En jämn partikelfördelning synes eftersträvas till fasadtegel och tunngods.

Keramiska produkter av kvartära leror komma knappast ifråga där verklig eldfasthet erfordras. I mindre krävande sammanhang nyttjas de till bruk i ugnspartier där de ej komma i beröring med smält metall.

Ett mycket större intresse än ugnsmaterialet tilldrar sig här frågan om material till gjutformar vid metall- och gråjärnsgjutning. Det rör sig här om engångsformar som i ytskiktet blott momentant skola motstå max. 1 400°. Enligt uppgift från Metallografiska institutet använda

Tabell I

Uppdelning i kornstorleks- och sorteringstyper av ett antal svenska tegelleror (prov från vanl. flera skikt), bestämda vid Tegellaboratoriet

Lertag inom åkerjordsområde Enl. Ekström (1946)	I Ensorterade		II Fördelad sortering		III Ojämn sortering (2 max.)		Totalt antal prov
	a finkornig	b grovkornig	a övervägande finkornig	b övervägande grovkornig	a övervägande finkornig	b övervägande grovkornig	
Styv lera (2)			2	22		1	25
Styv o. mellanlera (3)..	3	2	10	46	1	4	66
Styv lera-mellanlera-molera (4)	5		22	129	3	4	163
Mjällera o. mojordar (6)			1	8			9
Mojordar				42		7	49
Moränlera (8)			3	45		2	50
Urbergsmorän (9)				2			2
Summa av sorteringstyp	8	2	38	294	4	18	364

de flesta sådana svenska gjuterier inhemska leror med olika framgång beroende på vad man får för sort. Karbonathalten bör ej överstiga 3 %. Årsförbrukningen av lera vid ett större sådant gjuteri skattas till 500 ton.

Inom kemisk teknologi finna leror användning i många olika sammanhang och i vissa fall äro kvalitetskraven icke så högt ställda och även kvartära leror kunna med fördel användas. Exempel härpå äro fyllnadsmedel, valklera m. m. Man får emellertid det intrycket att ofta nog används av trygghets- och bekvämlighetsskäl i marknaden tillgängligt utländskt material av onödigt hög kvalitet. Här saknas troligen förbehandlade standardprodukter framställda av våra finkorniga kvartära leror.

Litteratur

Collini, B. (1950). Om våra kvartära lerors mineralogiska sammansättning. Geol. Fören. Förh. Bd 72, Stockholm 1950.

Ekström, G. (1946). Sveriges åkerjordsområden. Svensk Jordbruksforskning. Årsbok 1947.

— (1953). Åkermarkens Matjordstyper. Atlas över Sverige: 63—64, Stockholm 1953.

Lundqvist, G. (1953). Jordarterna. (Karta av G. Lundqvist och K. E. Sahlström). Atlas över Sverige: 15—16, Stockholm 1953.

Rengmark, F. (1945). Statens Väginstituts inventeringar av naturliga vägmaterialförekomster (»Grusinventeringar»). 1933—1944. Statens Väginstitut, Meddel. 72, Stockholm 1945.

Soveri, U. (1951). Differential Thermal Analyses of some Quaternary Clays of Fennoscandia. Statens Väginstitut, Meddel. 79, Stockholm 1951.

Termodiffusion i leror[1]

Av

FOLKE SANDFORD[2]

Abstract: A. Luikov found in the study of plastic clays that the moisture gradient was opposite to the temperature gradient when a sphere of clay was heated in a saturated atmosphere so that evaporation was prevented. This thermal diffusion brought about so high a moisture gradient that the sphere cracked at the surface.

In the case of a brick clay from Stallarholmen, Selaön, Mälaren, we have found that the moisture gradients brought about by the thermal diffusion were much lower than those found by Luikov and of no technical importance for the appearance of cracks in the bricks during the drying process.

En ojämn fuktfördelning i en keramisk massa eller lera samt en alltför stor fuktgradient under torkningsförloppet äro två faktorer, som sedan lång tid tillbaka äro kända såsom huvudorsaken till uppkomsten av torksprickor i keramiska produkter. Man lärde sig därav, att massan måste vara bearbetad till tillfredsställande jämnhet vad fukten beträffar samt att torkningen särskilt av tjockväggiga produkter måste ske med låg hastighet, om sprickor skulle undvikas. Detta betydde, att man för tjockväggiga produkter stundom fick torktider på flera månader enligt de gamla torkningsmetoderna.

En rationell drift av i dag kräver emellertid en forcerad torkning, och denna åstadkommes oftast i princip på så sätt, att godset utan att nämnvärt torka uppvärmes till torktemperaturen, varefter torkningen sättes in genom lämplig reglering av torkluftens kondition. Vattnets på grund av temperaturökningen sänkta viskositet medför sänkt fuktgradient, och därför har man möjlighet att öka torkningshastigheten, utan att fuktgradienterna bli riskabla för godset.

Emellertid har man i praktiken gjort den iakttagelsen, att torktemperaturer över c:a 40° C ofta ha till följd att torkgodset även vid måttlig torkningshastighet spricker. En av orsakerna till detta fenomen ligger säkerligen i det av HIND och WHEELER (1930) funna förhållandet att det existerar en kritisk temperatur, över vilken varje formfuktig lera visar sprickor, även om den upphettas under sådana konditioner, att den icke torkar. De av HIND och WHEELER iakttagna sprickorna i provkroppens ytor betraktades av dessa forskare icke såsom torksprickor i detta ords vanliga betydelse utan som orsakade enbart av lerans förhöjda temperatur.

LUIKOV (1936) konstaterade emellertid att den temperaturgradient, som föreligger i en provkropp av plastisk lera vid upphettning utan

---

[1] Föredrag hållet vid konferensen »Lera och Jonbyte», Göteborg, 21—23 april 1955.
[2] Inst. f. silikatkemisk forskning, C. T. H., Göteborg.

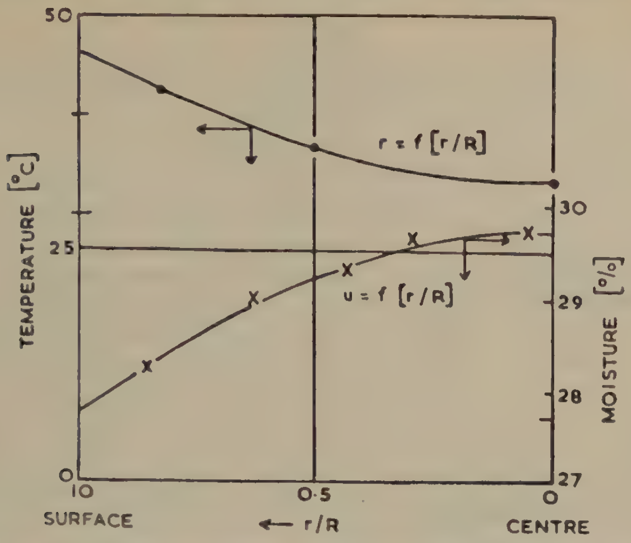


Fig. 1. Distribution of moisture content and temperature of a sphere on the appearance of a crack (Luikov).

torkning, åtföljes av en fuktgradient med motsatt tecken. Under upphettningen drives alltså vattnet från provkroppens yta in mot dess mitt, såsom framgår av figur 1. Tabell I visar några av Luikovs försöksresultat. Om fuktgradienten i ytan, beräknad enligt formeln i figuren, uppgår till c:a 1,30 % per cm, uppstå ytsprickor på grund av termodiffusionen i den lera, Luikov använt i sina försök.

Termodiffusionen är alltså enligt Luikov orsaken till de ytsprickor, som Hind och Wheeler iakttagit, och skulle också förklara det praktiskt kända förhållandet, att sprickrisken vid torktemperaturer över c:a 40° C tilltager, även om torkningshastigheten är måttlig. Dessutom visa Luikovs samt Hinds och Wheelers resultat, att den s. k. uppvärmningsperioden i en modern torkanläggning ingalunda är så oskyldig med tanke på uppkomsten av ytsprickor, som man i allmänhet tror. Dock synes den lera, Luikov undersökt, ha varit mycket benägen att ge ytsprickor, ty fuktgradienten 1,30 % per cm kan för många leror väsentligen överskridas, utan att ytsprickor uppstå.

Då man arbetar med leror, som förete hög fuktgradient på grund av termodiffusionen och som i sig själva äro särskilt benägna att ge ytsprickor, måste temperaturstegringen under upphettningsperioden vid torkningsprocessen hållas inom måttliga gränser. Torkas en sådan lera direkt, dvs. utan förupphettning, adderas den av termodiffusionen förorsakade fuktgradienten till torkningsgradienten, varigenom risken för sprickor i godset kan bli ansenlig.

Tabell I

Data from some experiments of Luikov.

Nos. of tests.	*The origin of clay.*	$\left(\frac{\partial u}{\partial r}\right)_s$	$\left(\frac{\partial T}{\partial r}\right)_s$	δ	ξ	U_c	T_c	*Notes.*
		%/cm.	°/cm.					
1	Brick clay from Beskudnikov	1·48	11·8	0·125	0·37	30·4	44·0	The sphere showed a crack.
2	,, ,,	1·30	10·3	0·126	0·36	28·8	38·0	
3	,, ,,	1·60	11·2	0·143	0·40	27·5	42·6	
4	,, ,,	2·00	14·0	0·143	0·40	25·8	50·5	
5	,, ,,	0·90	7·0	0·128	0·24	29·0	65·0	No crack observed.

NOTE.—U_c, average moisture content of the sphere at the moment of the appearance of the crack (end of the test); T_c, average temperature of the sphere at the end of the test.

The moisture gradient referred to the sphere surface was calculated from the formula:

$$\left(\frac{\partial u}{\partial r}\right)_s = -\frac{2(U_m - U_s)}{R}$$

where U_m is the moisture content of the clay in the centre of the sphere; U_s the moisture content of the clay at the surface of the sphere.

I samband med torkningsundersökningar, som utförts på Inst. för silikatkemisk forskning vid C. T. H. (Sandford och medarb. 1955), har bl. a. fuktgradienten på grund av termodiffusionen undersökts för tegellera från Husby tegelbruk. (Lerans fyndort: Stallarholmen, Selaön, Mälaren.)

Försöken utfördes under konstant temperaturfall över provkroppen. Formfuktiga, väl konsoliderade stavar av dimensionen 23 × 3 × 2 cm inneslötos tätt i stanniol. Stavarna indelades i tre delar, 6, 11 och 6 cm långa resp., varav den ena änddelen infördes i en kopparbehållare, vars temperatur hölls vid 50°, och den andra i en kopparbehållare med temp. 8°. Mittdelen av staven befann sig i rumsluften vid c:a 20°. Sedan staven utsatts för temperaturfallet under önskad tid, utfördes fuktbestämningar i de tre olika delarna. Samtidigt gjordes fuktbestämningar i de tre olika delarna av en på samma sätt som i huvudförsöket framställd stav, som legat lika länge i rumsluften utan att torka och utan att utsättas för temperaturdifferens.

Försöksresultaten framgå av Tab. II och visa, att det existerar en klart påvisbar fuktökning mot den kallare delen av provkroppen, men att fuktförskjutningen på grund av termodiffusionen för tegelmassan från Husby tegelbruk är så liten, att den får anses sakna praktisk betydelse såsom riskmoment för uppkomsten av ytsprickor.

Tabell II

Termodiffusion i stav (23 × 3 × 2 cm) av tegellera från Stallarholmen, Selaön, Mälaren.

Termodiffusion.

Försökstid		Fukt i procent			Temperatur diff. II – I	Fukt diff. II – I i %	Korrigerad fuktökning i kalla delen
		ändparti I	mittparti	ändparti II			
3 tim.	H	21,0	21,2	21,2	43°	0,2	0,3 %
	0	21,3	21,3	21,2	0°	0,1	
6 tim.	H	21,1	21,5	21,2	43°	0,1	0,2 %
	0	21,3	21,3	21,2	0°	0,1	
24 tim.	H	20,8	21,0	21,2	43°	0,4	0,5 %
	0	21,0	21,0	20,9	0°	0,1	
4 dygn	H	21,9	22,1	22,4	42°	0,5	0,6 %
	0	22,3	22,3	22,2	0°	0,1	
8 dygn	H	21,7	22,0	22,5	42°	0,8	0,9 %
	0	22,3	22,3	22,2	0°	0,1	

Provkroppens längd: 23 cm.
H = huvudförsök.
0 = nollprov.

De stora termodiffusionsgradienter, som LUIKOV funnit, ha vi således icke kunnat bekräfta i detta fall. I detta sammanhang må påpekas, att bearbetningen av provkroppen avsevärt kan påverka försöksresultaten. Sålunda ha vi i tidigare undersökningar ofta funnit fuktgradienter av ungefär samma storleksordning, som de av LUIKOV erhållna, men då det visade sig, att fuktskillnaderna voro i det närmaste oberoende av temperaturgradienten, hade vi anledning misstänka, att denna skillnad redan fanns i provkroppen före försökets början. Kontroll av fuktfördelningen i den nyberedda provkroppen bekräftade också, att ytlagret på grund av bearbetningen ofta hade betydligt lägre fukt än centrum av provkroppen, trots att från början homogen massa använts. Det är därför enligt vår mening alltid nödvändigt att kontrollera fuktfördelningen i provkroppen, innan termodiffusionen börjar. Om provkropparna göras omsorgsfullt, blir emellertid fukthalten ganska lika i ytan och mitten av provkroppen, såsom Tab. II visar.

LUIKOV synes ej ha kontrollerat fuktfördelningen i provkroppen vid försökens början, och det kan därför finnas möjlighet, att de fuktgradienter, som LUIKOV tillskriver termodiffusionen, i själva verket delvis funnos i provkroppen redan vid försökets början. Många fackmän inom keramiken ställa sig tvekande inför de höga fuktgradienter LUIKOV erhållit på grund av termodiffusionen. I våra försök med tegelmassa från Husby tegelbruk ha vi funnit termodiffusionsgradienten avsevärt mindre än i LUIKOVS försök men dock klart påvisbar. Med tanke på det stora antal varianter, som finnes bland lerorna, får man akta sig för att generalisera i ena eller andra riktningen.

Litteratur

HIND, S. R. and WHEELER, F. (1930). Trans. Brit. Ceram. Soc. 29, 314.
LUIKOV, A. (1936). Trans. Brit. Ceram. Soc. 35, 123.
SANDFORD, F. och LILJEGREN, B. (1955). C. T. H. H. nr 160.

Bildning av silikater och dubbeloxider genom reaktion i fast fas vid höga temperaturer och deras undersökning med radiotracers[1]

Av

ROLAND LINDNER[2]

Abstracts. Die Untersuchung von Reaktionen in Oxydsystemen mittels radioaktiver Indikatoren.

Eine typische Festkörperreaktion kann in die folgenden Stadien eingeteilt werden: Phasengrenzreaktion, Diffusion in dünnen Reaktionsschichten sowie Diffusion in dickeren Reaktionsschichten, deren Fehlordnung einem thermodynamischen Gleichgewichtszustand annähernd entspricht. Letztere Teilreaktion ist der theoretischen Behandlung zugänglich, wobei ein von C. Wagner 1936 vorgeschlagener Mechanismus der Kationendiffusion in entgegengesetzter Richtung im Fall der Silikat- und Spinellbildung geprüft werden kann. Dies ist von uns durchgeführt für den Fall der Bildung von Silikaten und Spinellen, wobei die Selbstdiffusion der Kationen mittels radioaktiver Methoden bestimmt wurde; ausserdem wurde die Verteilung des Reaktionsproduktes auf die beiden Seiten der ursprünglichen Grenzfläche untersucht. Beide Befunde sprechen im Fall der Bildung von Zink-Eisen-Spinell für die Gültigkeit der Wagnerschen Hypothese, während dies für die Bildung anderer Spinelle sowie für die Bildung der von uns untersuchten Silikate nicht zutrifft.

Investigation of Solid Reactions in Oxide Systems with Radio Tracers.

Whilst the phase boundary reaction and the rapid diffusion in a freshly formed reaction layer formed between reacting solids is hardly apt to detailed theoretical treatment, the final stage of the reaction, viz. the diffusion in a comparatively thick and stabilized reaction layer can be treated theoretically according to a suggestion forwarded 1936 by C. Wagner. Wagner's theory, proposing the rate-determining diffusion of cations not only in the case of tarnishing of metals but also in the case of formation of spinels and silicates in the solid state, can be examined by diffusion measurements using radioactive tracers. This has been done by us for a number of systems, zinc-iron spinel being the first and best investigated one. The diffusion measurements as well as the determination of the distribution of reaction products on both sides of the original contact phase is in accordance with Wagner's theory in this case, whilst in the case of the formation of other spinels as well as of several silicates the theory could not be proved.

---

[1] Föredrag hållet vid konferensen »Lera och Jonbyte», Göteborg 21—23 april 1955.

[2] Inst. f. silikatkemisk forskning. C. T. H. Göteborg.

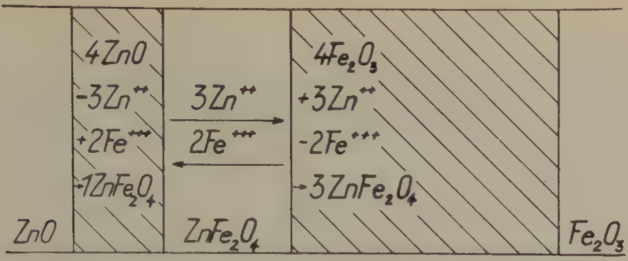


Fig. 1. Schematisk bild av reaktionsskikt.

Konferensens hittills hållna föredrag ha huvudsakligen sysslat med vattenhaltiga oxidmineral, deras förekomst och deras reaktioner vid låga temperaturer. Den egenskapsförändring, som leder till praktiskt användbara produkter, kan emellertid i många fall endast uppnås vid högre temperaturer.

Endast här kan den nödvändiga omgrupperingen inom fasta ämnens kristallgitter ske med tillräcklig hastighet. Den kemiska sammansättningen kan förbli densamma, bortsett från vattenförluster och dylikt. Det kan emellertid även uppstå nya kemiska föreningar.

Vid sådana reaktioner måste en materietransport på eller inom kristallgittret ske, ty de nybildade reaktionsprodukterna skilja utgångskomponenterna och denna barriär måste övervinnas för att reaktionen skall framskrida.

Man kan indela en typisk reaktion i fast fas i tre olika stadier:

1. fasgränsreaktionen, d. v. s. det omedelbara utbytet av atomer, som ursprungligen tillhörde två varandra berörande faser.

2. den förhållandevis hastiga diffusionen inom ett poröst skikt av nybildad reaktionsprodukt.

3. den del av reaktionen, som pågår genom diffusionen i ett stabiliserat och rekristalliserat reaktionsskikts gitter.

Eftersom det rör sig om transport av atomer i ett material i vilket just dessa atomer ingå, kan denna process ej följas med vanliga kemiska metoder, utan endast med den s. k. tracermetoden (användning av radioaktiva isotoper).

Vår nuvarande kunskap om fasta ämnens reaktionsmekanismer kan sammanfattas som följer:

Den hittills grundligaste teoretiska behandlingen har ägnats åt reaktionens avslutande diffusionsstadium. Här har redan på trettiotalet av Carl Wagner (1936) föreslagits en mekanism, som innehåller vissa antaganden vilka förtydligas i Fig. 1. Vid bildning av dubbeloxider och silikater skulle utgångskomponenternas katjoner diffundera genom reaktionsskiktet i varandra motsatt riktning, medan de för-

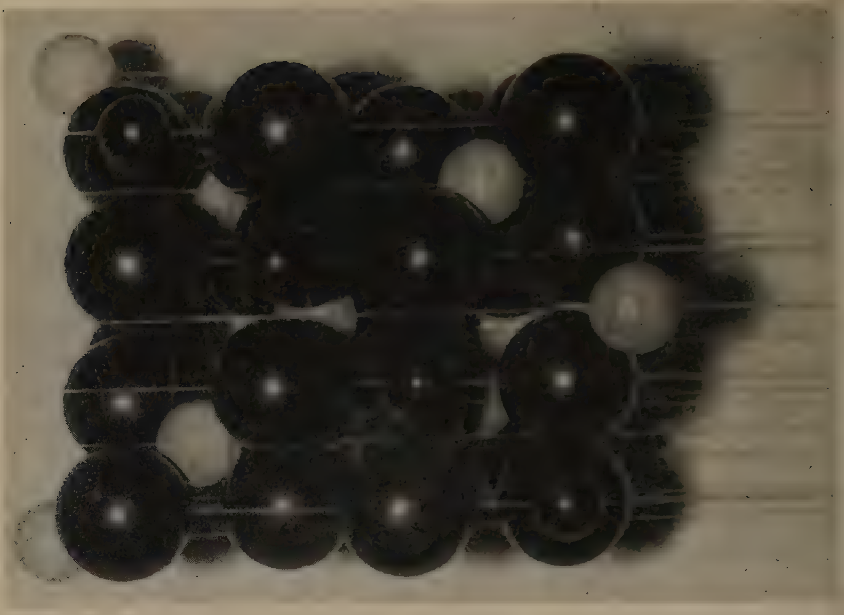


Fig. 2. Spinellstruktur, $ZnFe_2O_4$, vita kulor = Zn, små svarta kulor = Fe, stora svarta kulor = O.

hållandevis stora syreanjonerna ej skulle vara rörliga. Detta kan experimentellt prövas på två olika sätt:

1. Först och främst måste en tillräcklig rörlighet för vederbörande katjonslag föreligga, vilket kan bestämmas genom radioaktiva diffusionsmätningar. De sålunda vunna diffusionsvärdena möjliggöra en beräkning av reaktionshastigheten enligt en av Wagner uppgiven formel.

2. Dessutom bör reaktionsskiktet fördelas i konstanta proportioner på båda sidor om den ursprungliga gränsytan, som lämpligen utmärkes med en ädelmetallmarkering, vilken i vissa fall inbäddas i skiktet.

På Silikatinstitutet, CTH, ha sedan flera år tillbaka försök utförts för att pröva denna hypotes, huvudsakligen genom mätningar som de ovan under 1 och 2 nämnda. Det av oss grundligast undersökta systemet är föreningen av spinelltyp mellan zinkoxid och järnoxid, d. v. s. zink-järn-spinellen. Denna förening, som visar s. k. normal spinellstruktur (jfr Fig. 2), innehåller i elementarcellen 32 regelbundet anordnade syreatomer, vilka lämna dels tetraedriska dels oktaedriska hålrum. De 64 tetraedriska hålrummen äro endast till 1/8 upptagna av 8 zinkjoner, medan hälften av de 32 oktaedriska hålrummen upptas av 16 järnatomer.

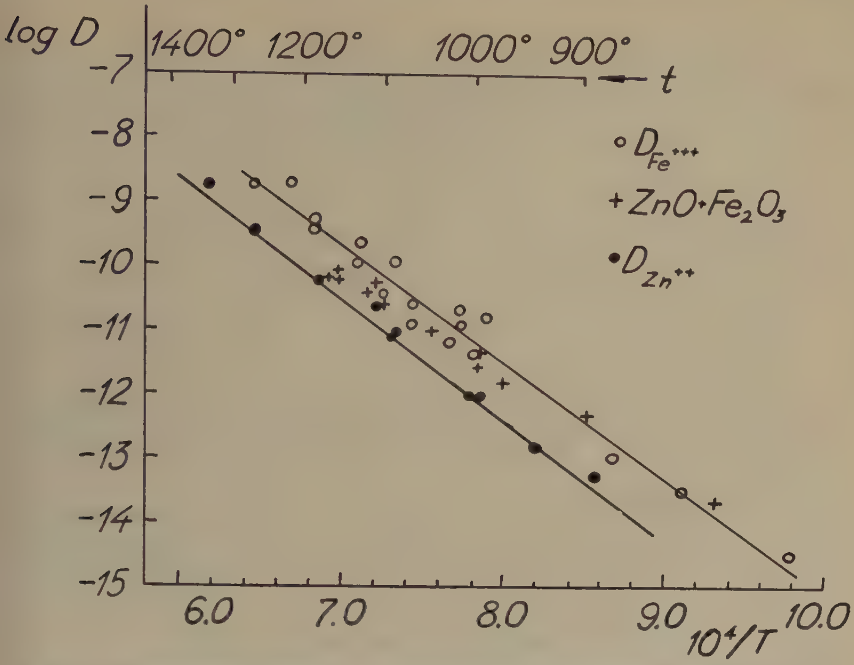


Fig. 3. Temperaturfunktionen för självdiffusionskonstanten för zink resp. järn i spinell.

Fig. 3 visar temperaturfunktionen för självdiffusionskonstanten för zink respektive järn i denna spinell. I båda fallen kan en tydlig diffusion konstateras, vars s. k. aktiveringsenergi har ungefär samma värde för båda jonslagen. I samma storleksordning som diffusionskonstanterna ligga konstanterna för själva omsättningen. Enligt detta tycks den Wagnerska reaktionshypotesen vara användbar, vilket ytterligare styrks genom den exakta uppmätningen av reaktionsskiktets fördelning på ömse sidor om den ursprungliga gränsytan. Såsom framgår av Fig. 4 är gränsytans markering inbäddad i reaktionsskiktet så att fördelningen på motsvarande sidor är 3 : 1.

Andra förhållanden föreligga däremot vid bildningen av zinkaluminium-spinell, såsom redan konstaterats av Bengtson och Jagitsch (1947). Man har inget bevis för en rörlighet av aluminium, men måste antaga, att en ensidig vandring av zink och syre i någon form sker.

Man kan alltså konstatera, att även en sådan till synes enkel reaktion som spinellbildning genom diffusion i fast fas, ej följer en enhetlig mekanism, utan kan tillgå på olika sätt beroende på det speciella systemet. Förklaringen till detta förhållande kan ännu inte ges, ty därtill är alldeles för litet känt om felordningen i spineller.

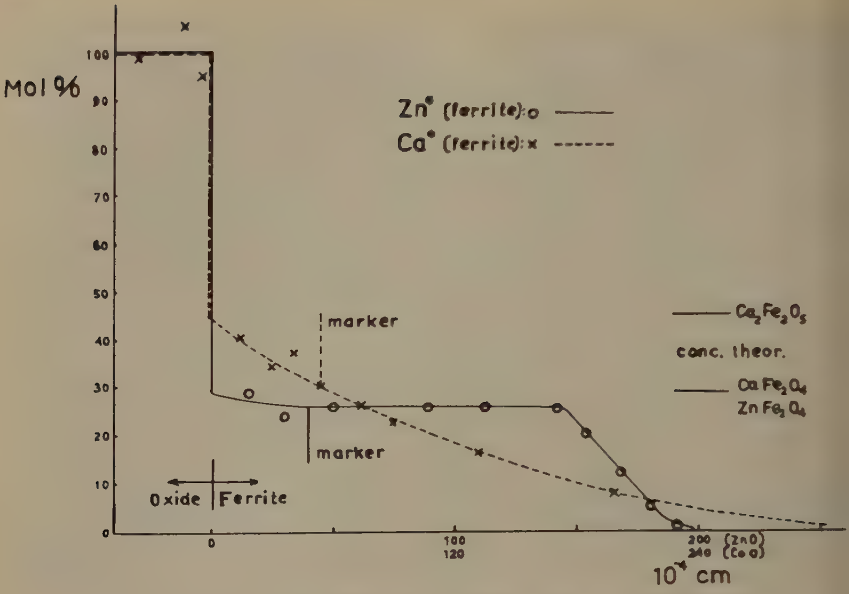


Fig. 4. Reaktionsskiktets fördelning på ömse sidor om gränsskiktet vid bildning av två järnspineller.

Silikatbildning skulle enligt ovan nämnda schema (fig. 1) ske genom diffusion av metalljoner som t. ex. kalcium eller bly i den ena riktningen samt av kiseljoner i den andra. Det har emellertid visat sig vara omöjligt att påvisa en tillräcklig rörlighet av radiokisel i olika silikater av kalcium och bly. Vi måste därför preliminärt antaga, att metalloxiden (förmodligen i form av metalljoner och syrejoner) kan genomtränga silikatskiktet. Även äldre försök av Jagitsch och medarbetare (1946) visade, att vid bildning av blyortosilikat genom reaktion mellan blyoxid och blymetasilikat, ingen inbäddning av den ursprungliga gränsytans markering ägde rum, vilket skulle ha varit fallet, om kiseljoner hade varit rörliga.

Denna korta översikt visar, att fasta ämnens reaktionsmekanismer äro ett tämligen invecklat arbetsområde, vars bearbetning dock synes möjlig nu, när moderna hjälpmedel såsom radioaktiva indikatorisotoper stå till förfogande. Det tycks endast vara en tidsfråga, när mekanismen för alla tekniskt viktiga reaktioner är klarlagd, vilket förutom förhöjd vetenskaplig kunskap också skulle medföra en bättre behärskning av dessa processer vid deras tekniska användning.

Litteratur

BENGTSON, B. och JAGITSCH, R. (1947). Arkiv Kemi *24 A* No. 18.
JAGITSCH, R. och BENGTSON, B. (1946). Arkiv Kemi *22 A* No. 6.
WAGNER, C. (1936). Z. physik. Chem. *B. 34*, 309.

Kornstorleken och dess betydelse för utbytet vid pulverreaktioner[1]

Av

ROBERT JAGITSCH[2]

Abstract. Die Grösse des chemischen Umsatzes in technischen Pulvern kann aus der Korngrössenverteilung des Pulvers und aus der exact bestimmten Reaktionsgeschwindigkeit berechnet werden.

Kornstorleken och dess fördelning har inom keramiken av känd anledning (packningsgrad etc.) tidigt uppmärksammats. Men kännedomen om kornstorlekens och kornstorleksfördelningens betydelse för utbytet vid pulverreaktioner är också av största betydelse för att kunna följa den kemiska omsättningen. Detta illustreras av följande:

Ett pulver av kornradien 1, som vid någon reaktion i fast tillstånd vid en viss temperatur helt omsättes inom 1 dygn, behöver endast 14,3 minuter om radien är en storleksordning mindre och 3,3 månader om den är en storleksordning större. (Här är alltid förutsatt att diffusionen inom det fasta ämnet är hastighetsbestämmande; spelar ytdiffusioner och fasgränsreaktioner dessutom en större roll så blir skillnaderna ändå större.) Skillnader av denna ordning är inte alls ovanliga och kan förklara en del märkvärdigheter vid bestämningen av utbyten.

Det kan därför ha sitt intresse att undersöka reaktionshastighetens beroende av kornstorleken, och jag skulle vilja rekommendera att bestämningar av omsättningshastigheter beroende av tid och temperatur utföres, dels hos pulversystem med känd kornstorleksfördelning, dels i samma system men under överskådliga och enkla geometriska betingelser (pastillreaktioner). Hur sådana bestämningar går till och vilka resultat som erhålles kan visas med följande exempel:

Spinellbildningen i systemet ZnO/Al_2O_3 utfördes vid 1 196° C. En vägning av ett pastillpar visar en omsättningshastighet motsvarande

$$k''_{1\,196^\circ\,C} = (\Delta\ m^2/q) \cdot 1/t = 8{,}13 \cdot 10^{-7}\ g^2 \cdot cm^{-4} \cdot sec.^{-1}$$

(Δ m = kvantitet indiffunderad ZnO).

---

[1] Föredrag hållet vid konferensen »Lera och Jonbyte», Göteborg, 21—23 april 1955.
[2] Inst. f. silikatkemisk forskning, C. T. H. Göteborg.

Vid undersökning av pulverreaktionen i samma system bestämdes eller beräknades följande:

1. *Bestämning av kornstorleksfördelningen enligt Andreasen.*

Tabell I

Prov	Tid i minuter	h i cm	$\sqrt{\frac{h}{t}}$	g Al_2O_3 i 10 cc suspension	C_t	C_t/C_0 i %	K $.10^{-4}$ cm
1	1	20,1	4,48	0,0738	7,38	99,5	525
2	5,5	19,6	1,89	0,0694	6,94	93,7	221
3	12	19,1	1,26	0,0663	6,63	89,6	147
4	20,5	18,7	0,96	0,0645	6,45	87,2	112
5	64	18,3	0,54	0,0532	5,32	71,7	63,2
6	252	17,8	0,27	0,0273	2,73	36,9	31,6
7	1 400	17,3	0,11	0,0055	0,55	7,44	12,8
8	2 835	16,8	0,077	0,0028	0,28	3,78	9,0

2. *Beräkning av skikttjockleken vid spinellbildningen efter vissa tider, exempelvis efter* 1, 2, *3,* 5 *och 7 timmar.*

Tabell II

Försökstid i timmar	$\frac{(\Delta m)^2}{q} \cdot 10^6$	mg ZnO/cm²	mg $ZnAl_2O_4$/cm²	Spinellskiktets tjocklek i 10^{-4} cm
1	0,8128	0,90	2,03	4,45
2	1,6256	1,27	2,87	6,29
3	2,4384	1,56	3,52	7,71
5	4,0640	2,02	4,54	9,94
7	5,6896	2,38	5,37	11,7

3. *Beräkning av omsättningsgraden i % av ett korundpulver för vissa kornstorlekar* — i det föreliggande fallet för medeldiametrarna hos de fastställda kornfraktionerna — och för nämnda reaktionstider (1, 2, 3, 5 och 7 timmar). Exempelvis för omsättningstiden 1 timma blir den teoretiska omsättningen enl. Tabell III

tjockleken av det omsatta Al_2O_3-skiktet: $y = 0{,}635 \cdot 4{,}45 \cdot 10^{-4} =$
$= 2{,}83 \cdot 10^{-4}$ cm

pastillens vikt: 0,5791 g

halt av Al_2O_3: 0,2170 g

ZnO-förbrukning vid fullständig omsättning: 0,1728 g

4. Bestämning av spinellbildningshastigheten i pulverblandningar med den kända kornstorleksfördelningen.

Tabell III[1]

Kornstorleks-fraktion 10^{-4} cm	Mängd i %	Maximal omsättning U	Medelradie R i 10^{-4} cm	R — y	Omsatt mängd i mg
K_{max} —221	6,3	0,01090	186,5	183,67	0,49
221 —147	4,1	0,00708	92,0	89,17	0,64
147 —112	2,4	0,00415	64,75	61,92	0,52
112 — 63,2	15,5	0,02680	43,80	40,97	4,86
63,2 — 31,6	34,8	0,06020	23,70	20,87	19,10
31,6 — 12,8	29,46	0,05090	11,10	8,27	29,91
12,8 — 9,0	3,66	0,00633	5,45	2,62	5,62
9,0 — 5,76	1,98	0,00342	3,66	0,83	3,38
5,76— 0,0	1,80	0,00311		Fullständigt omsatt	3,11
					= 0,0676 g
					= 39,2 %

---

[1] Tjockleken hos det omsatta skiktet på korundkornen erhålles ur den experimentellt estämda skikttjockleken av bildad spinell ur förhållandet mellan de båda ämnenas olvolymer, vilket ger en omräkningsfaktor av 0,635. Se vidare Jagitsch och medarbetare 1947).

5. Jämförelsen visar metodikens användbarhet (Tabell IV). Procent utbyte experimentellt bestämt resp. beräknat enligt punkt 2 visar med hänsyn till den gjorda approximationen (aritmetiskt medelvärde för diametrarna inom fraktionerna) mycket god överensstämmelse.

Tabell IV

Pastill nr	Försöks-tid tim.	Pastillens vikt	Pastillens Al_2O_3-halt	Zinkoxid		Omsättning i %	
				Ekvivalent mot Al_2O_3	Erhållen mängd	Expr.	Teor.
1	1	0,5791	0,2170	0,1728	0,0665	38,5	39,2
2	2	0,5686	0,2130	0,1696	0,0787	46,4	49,2
3	3	0,5850	0,2192	0,1746	0,0918	52,6	55,5
4	5	0,5004	0,1909	0,1520	0,0934	61,3	63,3
5	7	0,6148	0,2303	0,1833	0,1306	71,2	68,3

Tidigare har omnämnts att kornstorlekarna i tekniska pulver kan ariera med flera storleksordningar. Detta måste ej nödvändigtvis ramträda vid kornstorleksbestämningar, utan dessa skillnader i diffuionsvägarna kan även bero på spetsar och andra oregelbundenheter os kornen. Elektronmikroskopet kan då vara till hjälp men även ulverreaktionerna är känsliga för dylika fördelningar i diffusionsfasen: Ett exempel på dylika pulvers omsättning är utbyten vid reaktionen ellan pholerit och kalk som meddelats av HEDVALL (1942):

örsökstemp. °C:	400,	500,	600,	700,	800,	900,	1 000,	1 100,	1 150
ikts-% bildad CaO	3,1	3,2	4,4	4,2	4,1	8,5	43,2	89,0	98,5

Slutligen kompliceras reaktionerna och influeras utbytet genom kornstorleken till följd av rena fasgränsreaktioner och därigenom att även diffusionsförloppet vid ringa tjocklekar hos diffusionsskiktet är hastigare än vid ren gitterdiffusion: små korn och därmed stora ytor hos pulver betyder således förhöjda utbyten, ytterligare accentuerat därigenom att reaktionsgynnande felbyggnader av irreversibel art så gott som uteslutande (eller åtminstone övervägande) återfinnes på ytan.

Litteratur

HEDVALL, J. (1942). Chalmers Handl.
JAGITSCH, R. och MATTSON, B. (1947). Chimia 1, 105.

Electron Optical and X-ray Studies on the Formation of Porcelain; Formation and Microstructure of the Mullite Phase[1]

By

STEN TORE LUNDIN[2]

Abstract. Using X-ray diffraction, optical and electron optical methods, it is possible to make reliable observations and measurements on the phase composition and phase distribution in fired kaolins and whiteware bodies. The methods are briefly discussed and it is then demonstrated that mullite in fired kaolins, contrary to the prevailing opinion, is formed between 1 000° C and 1 200° C and completely developed even after only a short time at 1 200° C. The chemical mullite analysis fails here completely. The use of the replica method for studying the microstructure in the optical and the electron optical microscope is also demonstrated with examples from electrical porcelains. The distribution of the mullite phase in the porcelain body is determined by the original composition with respect to clay, feldspar and quartz. The appearance of the mullite crystals formed in the clay fields is quite different from the mullite crystals in the feldspar fields. Only part of the mullite phase is visible in the ordinary light microscope.

In this paper, the general object of the present investigation will be briefly mentioned and then a discussion will follow of the different methods for investigating the constitution and structure of triaxial whiteware bodies. Particular stress will be laid on the formation and the appearance of the mullite phase in fired kaolins and whiteware bodies.

The analytical methods will be carefully discussed in order to stress that strictly studied and critically examined analyses are a necessary basis for correct conclusions.

---

[1] Lecture given at the Conference on »Clay and Ion Exchange» in Gothenburg, April 21st—23rd, 1955.

[2] Department of Applied Inorganic Chemistry, Royal Institute of Technology, Stockholm, Sweden.

In the ceramic industry, the properties of the fired material and the fired product have always been related to the external factory variables such as the nature, quantity and preparation of the raw materials, and the conditions during the forming, drying and firing processes. The object of the present work is to investigate how the material properties depend on the phase composition and the microstructure of the product. The first step will then be to characterize the material in a porcelain body and in order to do this it is necessary to determine:

1. Chemical composition of the total system
2. Nature, quantity and distribution of the crystal phases
3. Nature, quantity and distribution of the pores
4. Inhomogeneity of the glass phase
5. Existing internal stresses

In this paper the determination of the nature, quantity and distribution of the crystal phases present will be discussed.

The phase composition of the fired product has hitherto not been determined very often — one reason for this being the inherent difficulties in the analytical methods.

The crystal phases, which are present in a fired triaxial whiteware body based on quartz, feldspar and kaolin, are quartz from the raw material, mullite formed from the kaolin phase and, under certain circumstances, cristobalite formed from the quartz.

The methods which have been used for the determination of the crystal phases are

1. Chemical isolation methods
2. Microscopical methods
3. X-ray diffraction methods

The view of the crystalline structure of porcelain which is presented in the ceramic literature is based on those results which have been produced by applying the two first methods. X-ray diffraction analyses were for a long time only of qualitative nature and it was only during the second world war that the interest in quantitative X-ray diffraction analyses began to increase.

For the determination of the quartz percentage, a thin section of the material has been produced and examined in the optical microscope in transmitted light with crossed nicols at a magnification of about 200. The quartz crystals can then be observed due to their strong anisotropical effect and the quantitative determination is made using a planimeter and integration according to Rosiwal's method (Krause and Keetman, 1936). The reproducibility given by Krause and Keetman is ± 1 % but the total error in the determination can

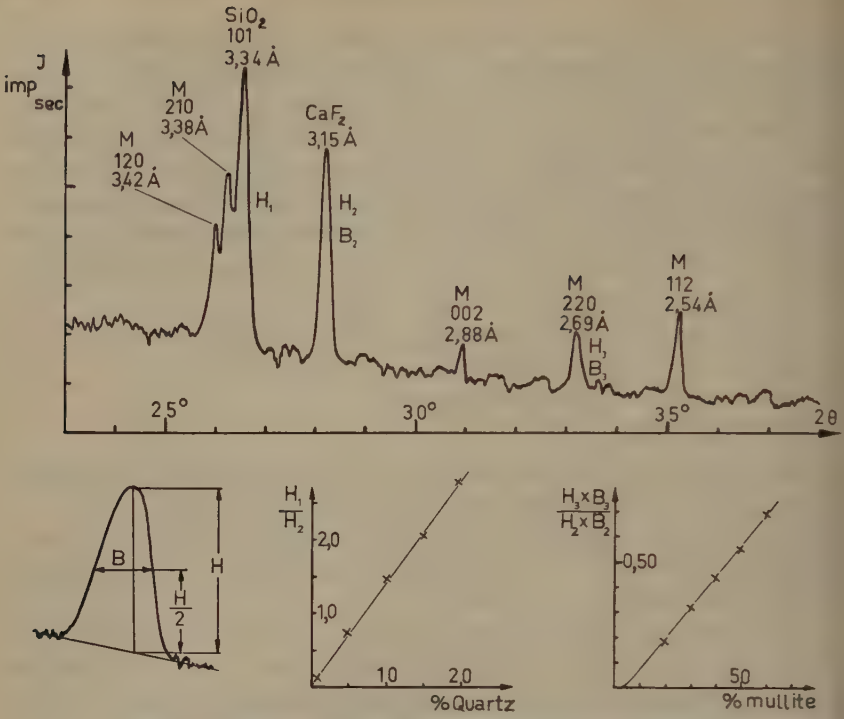


Fig. 1. Quantitative X-ray diffraction analysis of porcelain.
1. Diffraction diagram.
2. Evaluation of the interferences.
3. Calibration curves of quartz and mullite (10 % CaF_2).

be considerably greater because of the difficulty of distinguishing the small quartz crystals and establishing the phase boundaries and because some of the crystals are always in a dark position. The method is time consuming and is, nowadays, quite inferior to X-ray diffraction analysis.

X-ray diffraction analysis is based on a measuring technique given by Clark and Reynolds (1936), in which the sample is mixed with a constant quantity of a suitable reference material, e. g. 10 % calcium fluoride. The intensity of the quartz interference is now measured relative to the intensity of a neighbouring interference of the reference substance. Thus the influence of the mass absorption coefficient of the sample is eliminated and a linear relationship is obtained between the intensity ratio and the percentage of quartz. A suitable combination of interferences is the [101]-interference of quartz at a deflection angle of 26,7° with Cu-radiation and the calcium fluoride interference at 28,5° (Fig. 1). The resolving power of the diffraction apparatus must be sufficiently good so that the mullite interferences at 26,1° do not influence the height of the quartz interference which is here taken as a measure of the intensity of the interference. If it is only possible to use photographic registration, then the films must be photometered and this is rather time consuming. The modern X-ray diffraction apparatus with automatic Geiger-counter scanning and registration of intensity makes possible a much quicker and more accurate evaluation. The standard deviation of a series of five determinations is about 3—5 % and the detection limit for quartz is about 0,5 %. This analysis technique is described in detail in an excellent article by Tuttle and Cook (1949).

Determination of the mullite percentage is a very difficult problem. The petrographical method cannot be used since the crystal size is too small. In the optical microscope only the largest crystals can be distinguished. For this reason, chemical isolation methods and in recent years also X-ray diffraction analysis have been used.

The chemical method is based upon the fact that mullite exhibits a smaller reactivity to hydrofluoric acid than the other phases present. With proper treatment, the other phases will be completely dissolved by the acid and the main part of the mullite phase will be left as a residue. A lot of different procedures have in the course of time been developed — the only difference, however, being in the grinding, acid concentration, temperature and time of the treatment. The methods mostly used are those of Rieke and Schade (1930) and Parmelee and Rodriguez (1942). In the latter method, an empirical correction is used for the part of the mullite phase which is dissolved in the acid — this correction is about 17 %.

The chemical mullite determination should not perhaps be completely condemned but it leads very easily to wrong conclusions. No matter what form the chemical method is given, a considerable part of the mullite phase will be dissolved and not found in the residue. Even if an empirical correction is introduced, e. g. that by Parmelee and Rodriguez, this correction is only valid for a certain crystal size of the mullite and the error in the mullite determination will be considerable when the crystal size of the mullite phase is varied. In the literature, the empirical correction has been determined on coarse crystalline mullite isolated from kaolin fired at a high temperature (1 500° C), and the consequence is that mullite determinations on products fired at lower temperatures are always too low. In most cases the possibility of making this error is known but the magnitude of the error is never investigated and therefore always underestimated. Another possibility is to do as Parmelee and Rodriguez and justify the retention of the values of the chemical mullite analysis on the basis that they are representative of the fraction of larger mullite crystals, which should be more valuable from a technical point of view. However, this latter assumption is rather doubtful.

Table I

Chemical analysis of Al-kaolin[1]

Air-dried sample	
SiO_2	47,72 %
TiO_2	0,05
Al_2O_3	36,44
Fe_2O_3	0,44
FeO	0,11
MgO	0,26
CaO	0,13
Na_2O	0,13
K_2O	1,49
$H_2O < 110°$ C	0,75
$H_2O > 110°$ C	12,44
Total	99,96 %

A good example of the unreliability of the chemical method is obtained during a study of the formation of mullite in a kaolin clay. Al-kaolin has been used in these investigations. It is a rather plastic clay of English origin and contains small quantities of quartz and illite. The chemical composition of the clay is given in Table I. The kaolin was mixed with water to the desired plasticity, homogenized and formed in a vacuum auger. The samples were dried and prefired up to 700° C, after which they were introduced into the furnace and fired for 60 min. at different temperature levels. The mullite contents of the fired samples were determined using both the chemical method according to Parmelee and Rodriguez (1942) and the X-ray diffraction method, and in the latter analysis both the maximum intensity and the intensity surface were taken as a measure of the strength of the interference. The results are given in Fig. 2. The chemical isolation method indicates that the mullite phase is completely formed first at 1 500° C after one hour's firing. On the other hand the X-ray diffraction method of analysis based on the intensity areas shows that the mullite phase is completely formed after only one hour's firing at 1 200° C. The circumstance that chemical mullite analyses indicate an incomplete formation of the mullite phase at firing temperatures below 1 500° C have resulted in experiments to catalyse the mullite formation by additions of metallic oxides in order to increase the mullite content and thus obtain a higher mechanical strength in the fired products (Budnikov and Schmukler, 1942; Parmelee and Rodriguez 1942). The additions of metallic oxides have indeed caused an increase

---

[1] The analysis was performed by Mr. A. Aaremäe, Geological Survey of Sweden.

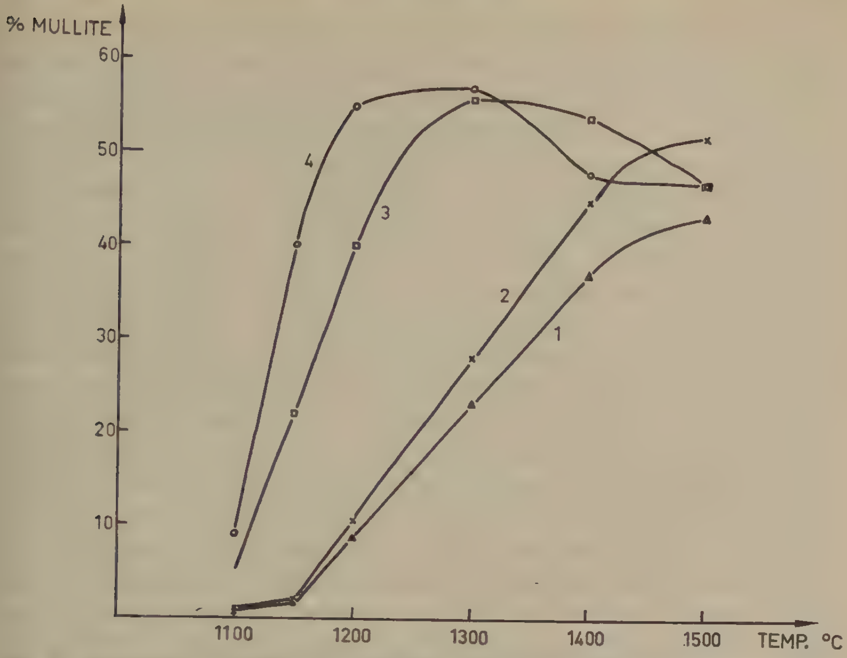


Fig. 2. Percentage of mullite as a function of the firing temperature at a constant firing time of 60 min.

1. Insoluble residue after acid treatment (40 % H_2F_2, 0° C, 6 hours).
2. Percentage mullite after correction for the solubility according to Parmelee and Rodriguez (1942).
3. Percentage mullite from the height ratio in the X-ray diffraction analysis.
4. Percentage mullite from the surface ratio in the X-ray diffraction analysis = true mullite content.

in the mullite percentage as determined by the chemical method but they have not given any noticeable improvement in the mechanical strength according to Budnikov and Schmukler. The explanation is that the mullite phase is completely developed even after a short firing time at 1 200° C and that further firing does not give any increase in the mullite content but produces, on the other hand, a recrystallization and an increase in crystal size in the mullite phase. From this we can conclude that additions of catalysts or activators to kaolin clays in order to increase the mullite content of fired clay bodies or porcelains are entirely unjustified at firing temperatures greater than 1 200° C.

The X-ray diffraction analyses of mullite in fired clays and porcelains are most suitably performed as relative measurements like those in the quartz determinations. However, there are some differences which should be pointed out. Later in this paper, it will be shown that the extensions of the mullite crystals in the directions of the *a*- and *b*-axes are of a magnitude of 0,05—0,2 μ, not only for fired kaolins but also for porcelains. This means that a broadening of the X-ray diffraction interferences occurs. If the interference height is taken as a measure of the intensity, it is possible that, under unfavourable circumstances, miscalculations of 50 % or even more will result, a fact which has not always been recognized in published investigations. As a measure of the intensity, the product of the interference height and the half-maximum-intensity width instead must be taken. Previously I have tried to planimeter the interference area but did not attain any better accuracy. This method for evaluation is in addition too time consuming.

The preparation of the calibration curves presents some difficulties. According to Rooksby and Partridge (1939), mullite exists in three forms α-, β- and γ-mullite, where α-mullite has a composition $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$, β-mullite has an excess of Al_2O_3 in solid solution and γ-mullite contains small amounts of Fe_2O_3 and TiO_2 in solid solution. The β-mullite does not normally appear in fired kaolins and porcelains and thus we can leave this form out of consideration. According to my experience, the α-mullite form exists normally in porcelains and the γ-form in fired kaolins. If thus mullite is isolated from a fired kaolin, one risks getting a mullite type which differs from the one on which measurements are made in the whiteware bodies. Naturally it must be checked that the corundum and spinels, which are also of low reactivity towards hydrofluoric acid, are not present in the residue isolated from the kaolin. If on the other hand the mullite is isolated from a porcelain, the correct type is obtained but we then know little about the purity of the mullite *i. e.* in this case, freedom from glass phase. Fortunately enough, however, it seems as if no measurable difference exists between the α- and γ-forms in the intensities of the measured interferences (Table II).

Table II

Comparison between α- and γ-mullite as to the [220]-interference.

	Mullite type	Height mm	Width mm	Height × width mm²
Mullite isolated from a whiteware body	α-mullite	94,4 ± 1,5	17,7 ± 0,4	1 671 ± 42
Mullite isolated from a fired kaolin	γ-mullite	96,9 ± 3,0	17,1 ± 0,6	1 658 ± 46

During X-ray analyses on fired kaolins and porcelains, no orientation of the crystals is obtained when preparing the samples. The calibration substances on the other hand are mechanical mixtures of isolated mullite and feldspar glass and the free crystals very easily give rise to marked orientation effects — therefore in this case a very careful preparation is necessary. As to the selection of the interferences to be measured it is necessary, as has earlier been pointed out, to use those where both the height and the half-maximum-intensity width can be measured. The strongest interference of the mullite, *i. e.* the double interference [120 + 210], is not so suitable partly because the half-maximum-intensity width cannot be determined accurately enough due to a partial compounding with the quartz interference at 26,7°, and partly because a separation of the two mullite interferences appears at larger mullite crystal sizes and makes the determination of the area more difficult (Fig. 1). The interference 2,69 Å [220] is on the other hand single and suitable even if it is relatively weak. The interference 2,54 Å [112] is also useful but is somewhat disturbed by a compounding with a weak cristobalite interference.

The precision of the mullite analyses is not so good as that in the quartz determinations. In rapid analysis, the standard deviation is 5—10 % but, if the measuring time is increased, it can be brought down to about 2 %. The detection limit of mullite is about 2 %.

Thus the X-ray diffraction technique gives us reliable values of the percentages of the crystal phases present. The phase analysis, however, must be complemented with a study of the microstructure as most of the technical material properties are greatly influenced by the phase distribution.

The structure of the whiteware bodies is usually studied only in the ordinary optical microscope. As a rule a thin section of 20—30 μ is prepared and then examined in transmitted light. Tavasci (1936) got better results by handling the porcelain as an opaque object, *i. e.* a cross sectional surface after grinding and polishing was studied with vertical illumination. None of these methods is completely satisfactory due to well-known reasons. I have found that an ordinary transmission microscope with dry objective gives excellent results if the replica technique is used on a polished and etched surface. With a correct replica technique, high contrast and perfect reproduction of all details is obtained in the whole working field of the light microscope up to a magnification of 1 000.

However, the optical microscope has too low a resolving power to reproduce all of the structure details, just as it has too small a depth of field to be able to reproduce all of the details in larger depth. In these cases the electron microscope must be used to reveal the microstructure.

The commercial electron microscopes work according to the transmission principle. Because of the low penetration power of the electron

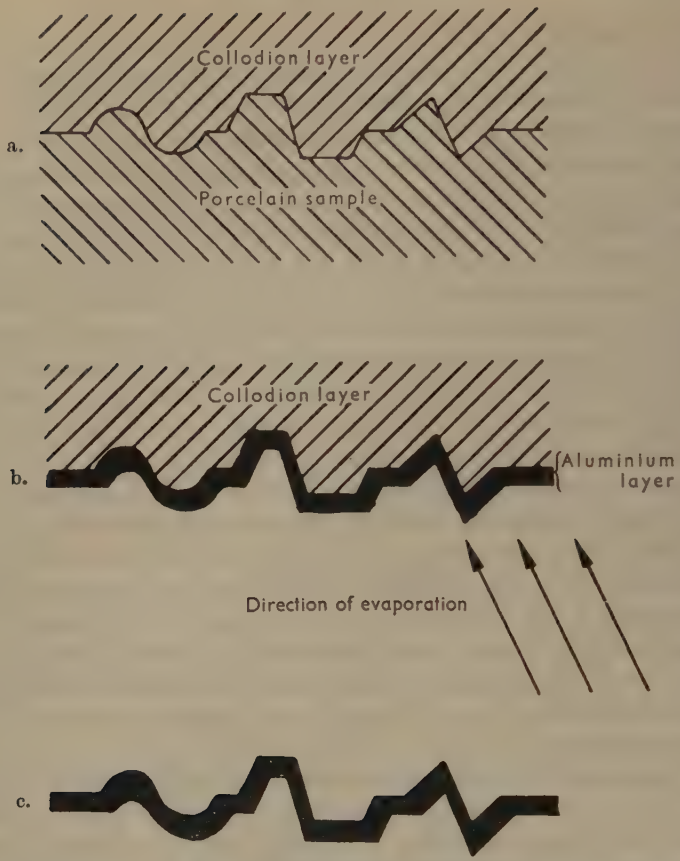


Fig. 3. Positive-replica technique.

a) A thick collodion layer is cast on the surface of the porcelain sample.
b) The collodion layer is stripped from the sample and aluminium or silica is evaporated on the intermediate replica.
c) The collodion layer is dissolved, and the resulting positive replica is used as object in the electron microscope. This positive replica has a variable thickness, which depend on the inclination of the surface to the evaporation direction. The contrast on the micrographs is due to the thickness of the replica and the inclination of the surface to the electron beam.

beam, one must work with very thin objects (50—1 000 Å) in high vacuum. Since it is not possible to produce such thin sections from fired ceramic bodies one must use an indirect method by taking a cast with a suitable material and then by studying this cast or replica in the electron microscope.

I have found it most practical when studying ceramic bodies to use the positive-replica technique, in which an impression is made from the primary cast and this secondary replica is then separated and used as an object in the electron microscope (Fig. 3). The first cast is made

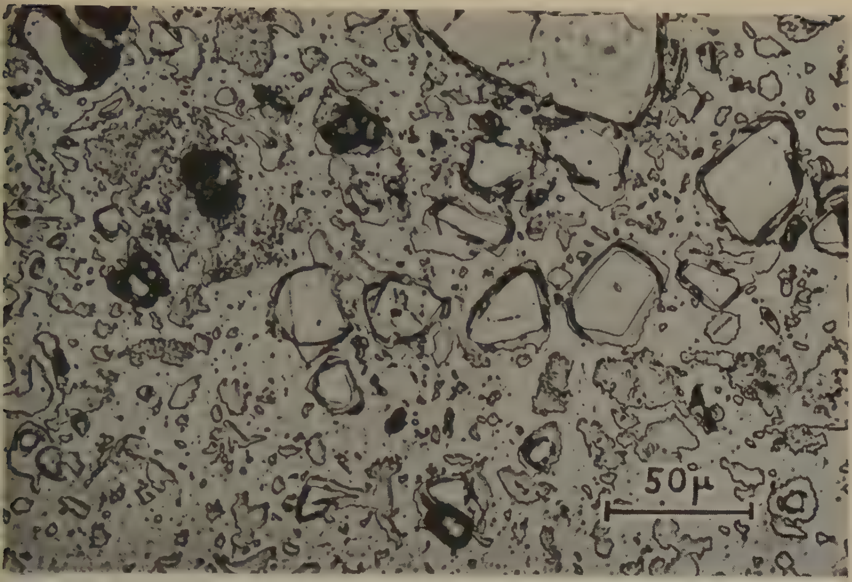


Fig. 4. Light micrograph of an electrical porcelain. Polished surface etched in hydrofloric acid. Collodion replica.

× 400.

of collodion and since this replica is not introduced into the electron microscope it may be made so thick that it can be separated from the surface of the object without it being destroyed. It is this primary negative replica which is so well suited for study in the ordinary optical microscope and the merits of which should be once more emphasized. For electron microscopic investigations, however, aluminium or quartz is evaporated in vacuum on to this primary cast producing a very thin film. The collodion layer is then dissolved. The residual thin film reveals all of the details of the original object down to a resolving power of about 200 Å with an aluminium film and 50 Å with a silica film. If the surface of the object is etched before the casting of the replica, insoluble crystals often stick to the stripped replica, and in this way phase identification using electron diffraction on the replica is possible under certain conditions. This technique is useful in order to identify the crystals present in glazes when for example it is difficult to isolate larger quantities.

A very important detail in the replica method is the determination of suitable etching conditions. I have found that, for porcelain, etching for 10 sec. with 40 % hydrofluoric acid at 0° C gives good results. If the quartz grains are partially transformed into cristobalite, a better

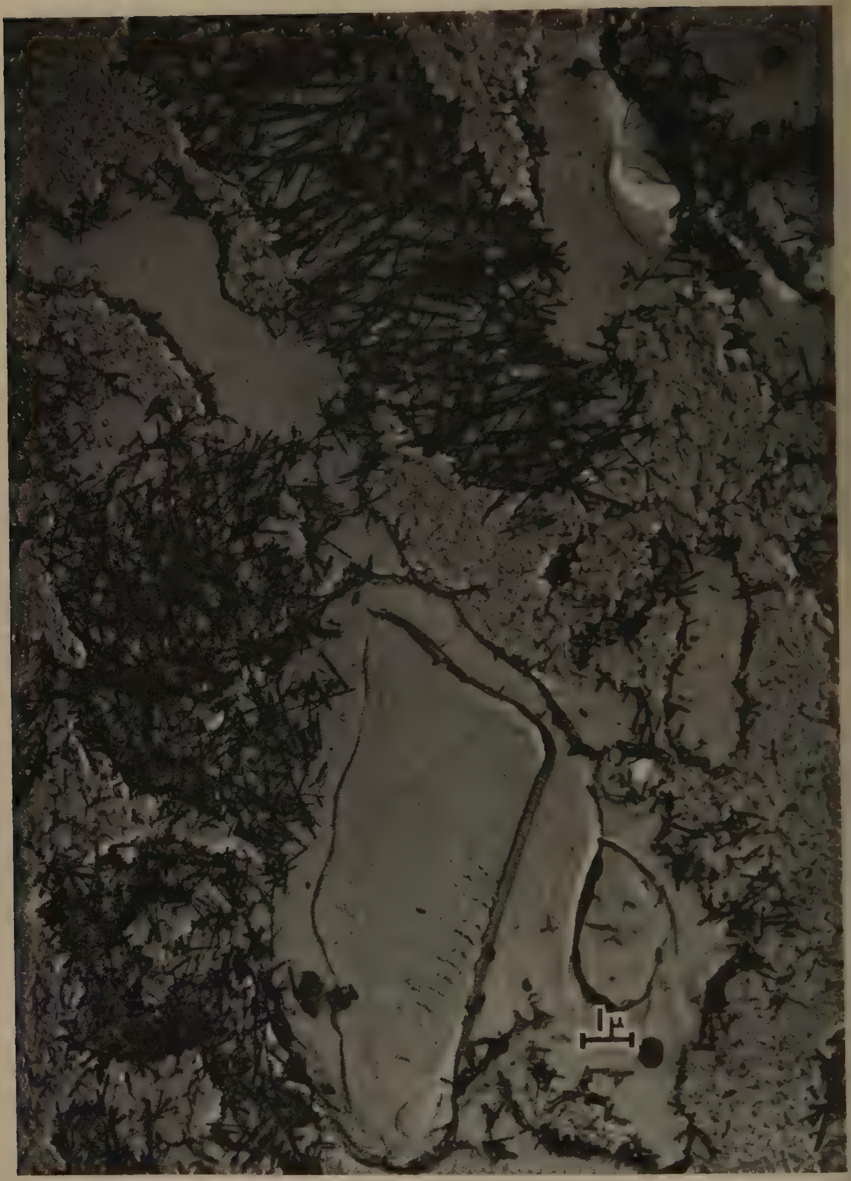


Fig. 5. Electron micrograph of an electrical porcelain. Polished surface etched in hydrofluoric acid. Silica replica.

× 7 000.

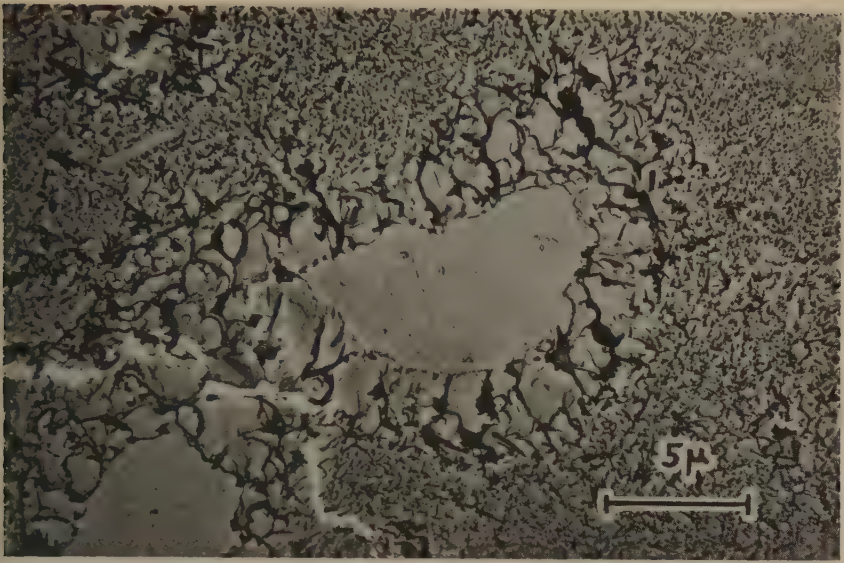


Fig. 6. Quartz grain partially transformed into cristobalite; from an electrical porcelain. Polished surface etched in sodium hydroxide. Collodion replica. × 4 000.

indication of the corresponding phase boundaries is obtained by etching the surface in 50 % sodium hydroxide solution at 100° C for 20 min.

In order to understand what new details the electron microscope reveals about the microstructure of whiteware bodies, we should first study a good light micrograph of an electrical porcelain (Fig. 4). The polished specimen has been etched with hydrofluoric acid and the collodion technique has been used. One can distinguish, in the photograph, the boundaries of the original larger feldspar and quartz grains. In this material, it can be seen that an extensive partial dissolution of the quartz grains has occurred. Of the mullite phase, it is only possible to see those crystals which are found in the original larger feldspar grains. No formation of cristobalite is found in this sample. The pores in the porcelain are indicated by black areas on the photograph. The important thing, however, is that the original composition of the plastic body with respect to quartz, feldspar and clay determines the phase distribution of the fired product.

Using the electron microscope we will now study the phase distribution at a ten times greater magnification (Fig. 5). This picture is taken on an electrical porcelain fired at lower temperature — only a slight dissolution of the quartz grains has occurred but it is evident that every quartz grain is surrounded by a crystal-free glass field.

Cracks have developed around the quartz grains and these cracks indicate the tension between the quartz grains and the surrounding glass phase. The appearance of the mullite phase in the former feldspar fields is as distinct as could be desired because the isolated mullite crystals have stuck to the replica. The mullite formed in the clay fields has a different appearance — the crystals are present in more compact aggregates and the isolated crystals in the surface layer do not stick to the stripped replica which at these places has an uneven surface.

The following picture shows the appearance of the quartz grains in another porcelain of European origin, in which the quartz is partially transformed into cristobalite (Fig. 6). Here, the tension forces make themselves manifest in a different way, *i. e.* the cracks go around the cristobalite crystals, which here are of the magnitude of 1—1,5 γ.

The mullite crystals have different sizes and shapes depending on whether they are formed in the original feldspar grains or in the original clay phase. In order to understand this, one must study the reactions during firing. On heating a whiteware body, the kaolin clay loses its chemically bound water at 500—600° C. After this, no changes occur until just below 1 000° C when the broken down clay phase undergoes an exothermic reaction, the nature of which is not yet known for certain. Some investigators, *e. g.* Insley and Ewell (1935), maintain that this exothermic effect is due to the formation of γ-Al_2O_3 while others, such as Comeforo, Fischer and Bradley (1948), think that it is due to a rearrangement in the kaolinite lattice residues with the formation of mullite crystal nuclei. I should like, however, to point out that no crystalline mullite phase is formed by this rapid and exothermic reaction, but instead, that more suitable conditions are produced for the formation of the mullite phase. The fact is that the mullite is the thermodynamically stable phase of the dehydrated kaolinite, but the formation velocity is very low under 1 000° C and only above this temperature does it become of technical importance. The formation velocity then increases very rapidly with the temperature and thus only one hour's firing at 1 200° C is sufficient for a complete formation of the mullite phase in a kaolin clay. In whiteware bodies, a grain boundary reaction between the clay phase and the feldspar grains begins at about 1 000° C. As the temperature increases, this grain boundary reaction also increases in velocity and extent so that at 1 200° C the feldspar grains are completely melted by the reaction and the mullite phase is completely formed. The formation of mullite crystals in the clay phase has only to a less extent been influenced by the glass phase formed. The quartz grains have in the meantime

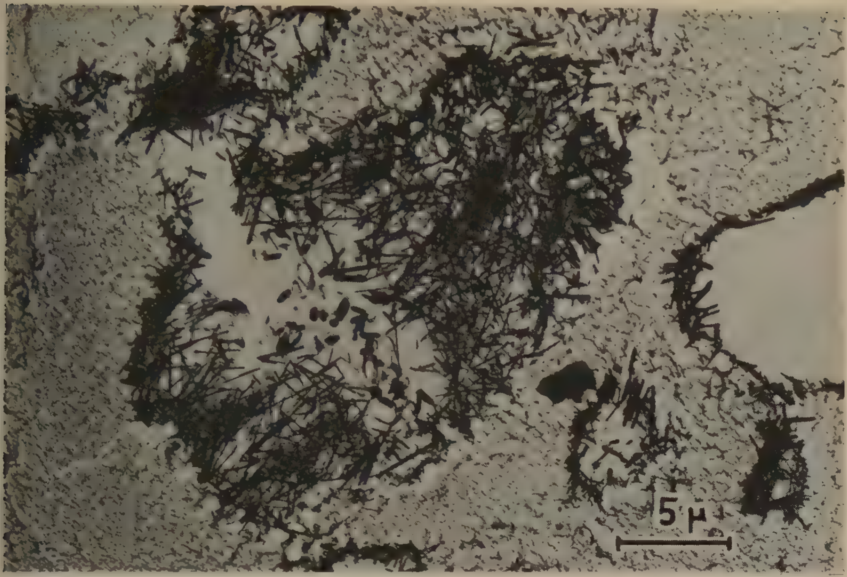


Fig. 7. The appearance of the mullite phase on a replica. Fracture surface etched in hydrofluoric acid. Aluminium replica. × 3 000.

not noticeably taken part in the reactions and only above this temperature are strong attacks from the melt obtained. The mullite phase is now completely developed, but on further firing it will recrystallize, during which the growth of the crystals is directed into the feldspar fields (Fig. 7). The mullite aggregate in Fig. 8 is taken from such a

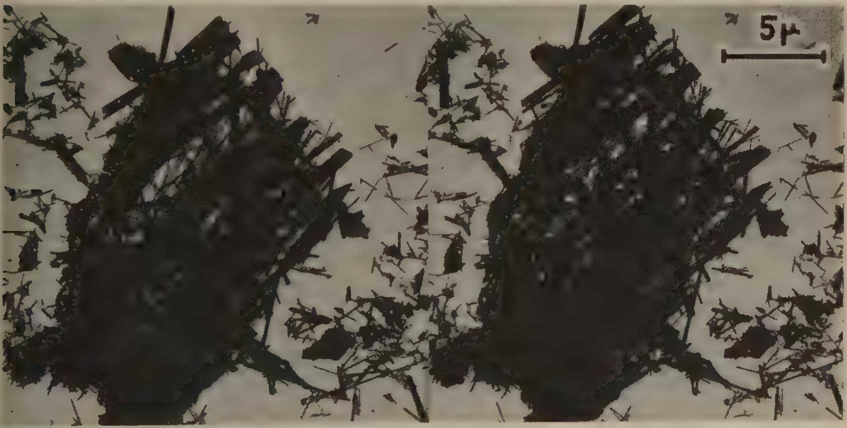


Fig. 8. Mullite aggregate from a feldspar field. The glass dissolved in hydrofluoric acid. × 3 000.

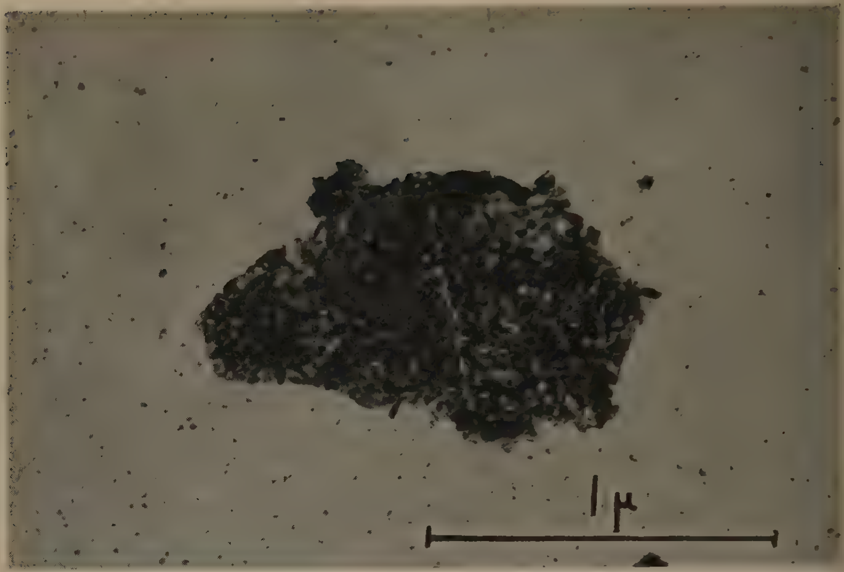


Fig. 9. The appearance of the mullite phase in a kaolin fired for 60 min. at 12 000° C. The other phases dissolved in hydrofluoric acid. × 50 000.

feldspar glass field. The glass phase is here dissolved by hydrofluoric acid. In stereo this picture gives a good conception of the mutual positions of the mullite crystals in the glass, and automatically one compares them with the reinforcing iron used in a concrete construction. We also notice how non-uniform the crystal breadth is even within this small section, and how the crystals in this aggregate have grown almost parallel to each other. The present author has assigned this orientation effect to the diffusion conditions in the melt during the growth of the mullite crystals into the feldspar fields. In the same picture one can also see some smaller crystal aggregates which come from the clay fields. These aggregates are much more compact and are made up of smaller and shorter mullite needles.

Comeforo, Fischer and Bradley (1948) state that they have observed in fired kaolins an orientation of the mullite crystals oriented parallel to the edges of the original kaolinite crystals, so that the mullite needles often formed 60° angles with each other. I have never observed such an orientation of the mullite crystals in either fired kaolins or porcelains. Fig. 9 and Fig. 10 show the appearance of the mullite crystal phase in the previously mentioned Al-kaolin after firing for 60 min. at 1 200° C and 1 400° C respectively. In these cases the clay has been heated in a crucible as a powder and after firing has been gently ground

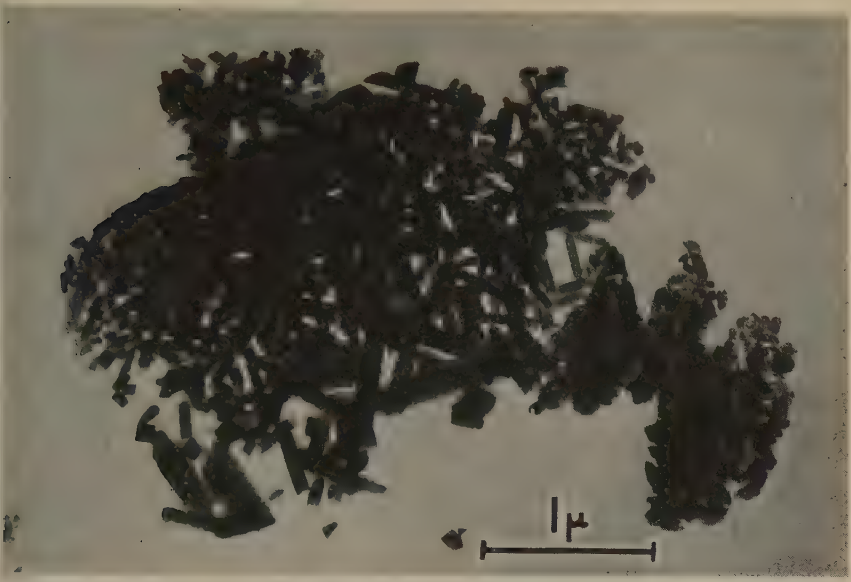


Fig. 10. The appearance of the mullite phase in a kaolin fired for 60 min. at 1 400° C. The other phases dissolved in hydrofluoric acid. × 25 000.

and dispersed in water using a colloid mill. In order to observe the appearance of the mullite crystals, the specimen has been placed on a thin collodion film and then treated with 40 % hydrofluoric acid for 60 sec. at room temperature. The appearance of the mullite at 1 200° C is not specially needlelike — it is seen that small short crystals dominate. The mean bredth is about 0,02—0,04 μ. At 1 400° C the mullite crystals are larger with a breadth of 0,05—0,20 μ and have a more pronounced needle form.

It is very difficult to describe the mullite phase of a porcelain body with regard to crystal size, shape and distribution. The electron micrographs provide a certain conception but they are not suitable for a quantitative measure. The local variations are also so great that it is hard to obtain a sure evaluation of the mullite phase in its entirety. It is better to work according to the following method: The mullite phase is isolated by treating the sample with hydrofluoric acid and is then washed and dispersed in water with a colloid mill. Dispersion by gentle grinding in a mortar is not feasible since not only the aggregates but, unfortunately, also the needles are broken down. The tearing forces of the colloid mill seem to loosen the individual needles from the large aggregates without any extensive destruction of the crystals. One drop of the suspension is dried on a thin supporting film of collo-

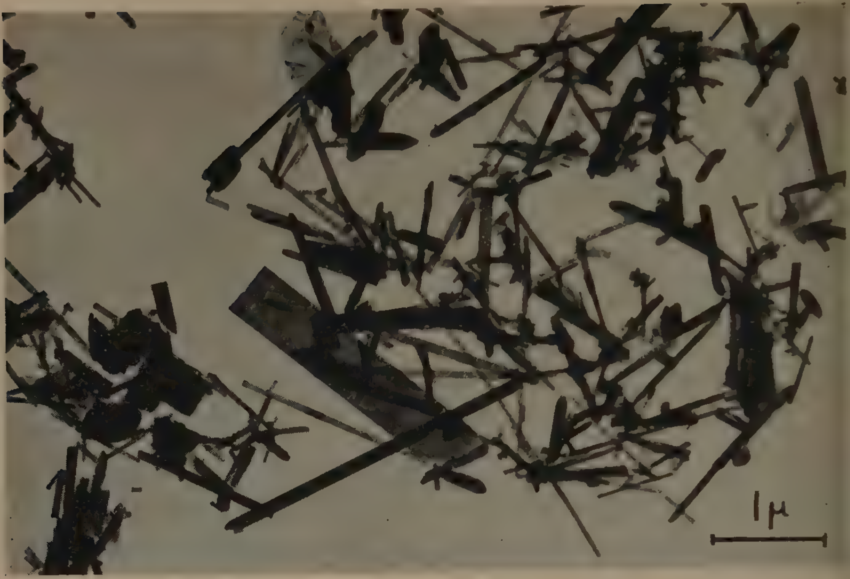


Fig. 11. Isolated and dispersed mullite phase of an electrical porcelain. × 15 000.

dion which is then introduced into the electron microscope and studied (Fig. 11). Porcelains fired at different temperatures or with different feldspars as components present considerable differences.

In this connection, the chemical method of mullite analysis could possibly be used. From the difference between the percentage of mullite from the X-ray analysis and the mullite residue from the chemical method, it should be possible to estimate the surface area of the mullite phase knowing the reaction velocity of mullite with the acid. In this connection I have also tried to characterize the mullite phase with the surface measure which is obtained by measuring the permeability of isolated mullite with air as flowing medium. However, the reproducibility was bad since the mullite aggregates were broken down when packing the measuring tube. The values obtained were about 4—5 m^2/g. The B. E. T.-method would give more realiable values and by this method one could expect considerably higher values for the specific surface than those just mentioned. The broadening of the X-ray diffraction interferences can also be used to describe the appearance of the mullite crystals, but this method does not seem to give particularly accurate information in this case.

Summary. The formation and appearance of the mullite phase in fired kaolins and whiteware bodies have been discussed. When firing kaolin, the mullite phase is completely developed even after 60 min. firing at 1 200° C contrary to the prevailing opinion that considerably higher temperatures are necessary. The mullite phase formed at low temperatures in kaolins consists of extremely small crystals which are not particularly needle like and which do not seem to be orientated parallel to the edges of the original kaolinite crystals. The distribution of the mullite phase in a whiteware body is determined by the original composition of the body with respect to clay, feldspar and quartz. The mullite phase is formed between 1 000° C and 1 200° C by grain boundary reactions of the clay phase with the feldspar mainly and only to a small extent with the quartz, in which reaction most of the mullite phase is developed in the clay fields. In these clay fields, very compact aggregates of small, relatively short mullite needles are formed. In the feldspar fields, the aggregates are less compact and composed of longer and coarser mullite crystals, which have grown out from the clay fields. Around the quartz grains, mullite-free glass fields are present. A comparison and evaluation of the different methods which can be used for determining the quantities and appearance of the crystal phases in fired kaolin and porcelain bodies have also been performed.

References

Budnikow, P. P. och Schmukler, K. M. (1946). J. Appl. Chem. (USSR). 19, 1029.

Clark, G. L. och Reynolds, D. H. (1936). Ind. Eng. Chem., Anal. Ed. 8, 36.

Comeforo, J. E., Fischer, R. B. och Bradley, W. F. (1948). J. Am. Cer. Soc. 31, 254.

Insley, H. och Ewell, R. H. (1935). J. Research Natl. Bur. Standards 1935, 14, 615. (Ceram. Abstracts. 1935, 14, 201.)

Krause, O. och Keetman, E. (1936). Sprechsaal. 69, 46.

Parmelee, C. W. och Rodrigue , A. R. (1942). J. Am. Cer. Soc. 25, 1.

Rieke, R. och Schade, W. (1930). Ber. Deut. Keram. 11, 427.

Rocksby, H. P. och Partridge, J. H. (1939). J. Soc. Glass Techn. 23, 338.

Tavasci, B. (1936). La Chimica e l'industria. 18, 338.

Tuttle, M. A. och Cook, R. L. (1949). J. Am. Cer. Soc. 32, 279.

Notiser

Clays and Clay Technology, Bulletin 169, Division of Mines, Department of Natural Resources, State of California, San Francisco 1955. ($ 4.50). Proceedings of the First National Conference on Clays and Clay Technology, edited by Joseph A. Pask and Mort D. Turner.

Den första amerikanska konferensen om Clays and Clay Technology hölls i Berkeley i Californien 21—25 juli 1952, och föredragen hållna vid denna konferens ha samlats i den nu föreliggande volymen på 326 sidor av kvarto format. Denna omfattar bidrag från 25 stycken av de främsta forskare på området samt även de diskussionsinlägg, som gjordes i samband med föredragen. Ett referat av titlarna på de olika kapitlen kan bäst ge en uppfattning om bokens omfattning.

Efter ett inledande kapitel av E. Grim, där denne särskilt behandlar definitioner av termer använda inom lermineralogi och lerteknologi, följa sju delar vardera indelade i flera kapitel. Del I behandlar geologi och mineralogi med föredrag av P. F. Kerr och G. W. Brindley, del II egenskaper hos leror med föredrag av E. Davis om elektrokemiska egenskaper, av D. R. Lewis om jonbytesreaktioner och av I. Barshad om adsorption och svällförmåga samt av D. M. C. MacEwan om interlamellar sorption hos lermineral. Del III utgör den största delen med 76 sidor och med bidrag från 9 författare. Den omfattar metoder för identifiering av leror och tydning av resultat. Här behandlas kornstorleksfördelning, data från kemisk analys, färgadsorption, infraröd analys av leror och besläktade mineral, röntgenanalys, elektronmikroskopi vid identifiering av leror samt termoanalys av leror och karbonat.

De återstående delarna äro ägnade åt lerteknologi. Del IV behandlar Clay Technology in Soil Science, Del V in Soil Mechanics, Del VI in Ceramics och Del VII in the Petroleum Industry.

Till varje kapitel finns en samling utvalda litteraturreferenser. Något register har inte sammanställts.

Att ge en recension av denna bok nu är inte möjligt. Härtill är den alltför omfattande och behöver först tjänstgöra en tid som en handbok vid det dagliga arbetet. Det bästa omdömet ges säkert med ett citat från företalet: »Bulletin 169 will serve as an invaluable reference book for years to come. Its data on the fundamental properties of clays, brought together by research men in the fields of physics, chemistry, geology, engineering, and industry, should serve both science and industry not only in California, but throughout the world».

Clay Minerals Bulletin Vol. 2, No 12, Dec. 1954. Detta nummer utgör ett specialhäfte från lersymposiet i samband med kristallografikongressen i Paris 1954. 13 stycken av föredragen publiceras här som fullständiga uppsatser medan av övriga föredrag, som publiceras på annat håll, ges de abstract som redan utkommit i Acta Cryst Vol. 7 No 10, 1954.

On the Break-Down of Thixotropic Materials by Sven-Eric Dahlgren, Chalmers Tekniska Högskolas Handlingar Nr 159, 1955 eller i serien Acta Polytechnica, Nr 171.

Abstract. Based on the experimental work carried out by Green and Weltmann an analytical treatment of the thixotropic breakdown has been made. To fully characterize a thixotropic Bingham body no less than eight constants are necessary. The process can be described in one single diagram. It is shown that all thixotropic Bingham and Newtonian bodies must have a non-thixotropic region. A condition for a time-dependent breakdown is a delay in the appearance of thixotropy.

Civiling. Sven-Eric Dahlgren, Gustavsbergs Fabriker, Gustavsberg, behandlade detta ämne i ett föredrag vid årsmötet 1953.

Möten och konferenser:

Clay Minerals Group of the Mineralogical Society of Great Britain and Ireland:

4 nov. 1955 Diskussion med temat »Preparative Techniques». Mötet är anlagt på att få fram korta meddelanden (5—10 min.) om metoder och teknik, som brukar utbildas vid de flesta laboratorier men av en eller annan anledning undgått att bli publicerade.

April, 1956 (troligen 13 och 14de) i Cambridge. Allmänna föredrag.

Nov. 1956 i London med tema »Clay Minerals and Soil Mechanics».

Reactivity of Solids, det tredje internationella mötet kommer att hållas i Madrid 2—7 april 1956 och behandla följande sektioner: I General Theory of the solid state and the reactions in the solid state. II Ceramics. III Minerals; mineral reactions and petrogenesis. IV Catalysis and Catalysts. V Cement and Cement Minerals. VI Metallurgy and Powder Metallurgy. Anmälan kan göras till Dr. Vicente Aleixandre, Instituto de Edafologia y Fisiologia Vegetal, Calle de Serrano, 113, MADRID (6).

Structure on a Scale between the Atomic and the Microscopic dimensions. International union of Crystallography har accepterat en inbjudan från Spanien att hålla ett symposium över detta ämne, avsikten är att sammanföra resultat från skilda metoder såsom röntgen, elektrondiffraktion och elektronmikroskopi. Intresserade kunna hänvända sig till Prof. A. Guinier, Conservatoire National des Arts et Métiers, 292, Rue Saint-Martin, Paris 3^{e}, och meddela titel på föredrag, som de önska hålla.

SVERIGES TEGELINDUSTRIFÖRENING har inträtt som ny korporativ medlem i Svenska föreningen för lerforskning.

A. M. Byström.

Zusätzliche Bemerkungen über die Stratigraphie Kameruns*

Von

R. A. REYMENT

In einer früheren Nummer dieser Zeitschrift ist vom Verfasser die Stratigraphie des südlichen Kameruns behandelt worden (G. F. F., Bd. 76, Hft. 4). Im folgenden sollen ein Schreibfehler dieser Arbeit berichtigt und neue Untersuchungsergebnisse mitgeteilt werden. Der Fehler findet sich in Tabelle I, Seite 672. Auf der ersten Zeile steht *Parapachydiscus* cf. *stallauense* Imkeller; es soll natürlich heissen *Pachydiscus* cf. *stallauensis* Imkeller. Die Ammonitengattung *Parapachydiscus* wurde von A. Hyatt im Jahre 1900 mit *Ammonites gollevillensis* d'Orbigny als typische Art (d. h. Genotypus) aufgestellt. Früher, im Jahre 1884, hatte Zittel die Gattung *Pachydiscus* aufgestellt, leider aber ohne eine typische Art anzugeben. De Grossouvre (1894) hat dann *Ammonites neubergicus* von Hauer als typische Art genannt. Nachher haben mehrere Forscher verschiedene Genotypen vorgeschlagen, so dass Verwirrung entstand. Schliesslich hat Spath (1939) die Meinung ausgesprochen, dass *A. neubergicus* von Hauer die typische Art darstelle, da sie den ersten aufgestellten Genotypus der Gattung bildet und zweitens, dass Hyatts Gattung *Parapachydiscus* identisch mit *Pachydiscus* Zittel sei. Die ganze komplexe Frage ist neulich von Collignon (1952, S. 7) erörtert worden, der zusammenfassungsweise feststellt, dass die Gattung *Pachydiscus* Zittel 1884 *sensu stricto* nunmehr auf die Gruppe von *Ammonites neubergicus* von Hauer zu beschränken ist und somit die meisten Arten umfasst, die früher der Gattung *Parapachydiscus* zugewiesen worden waren. Er weist fernerhin darauf hin, dass die äusserst gezackten Lobenlinien und die wellenförmige Form der oberen Teile der Sättel die wichtigsten Merkmale dieser Gruppe darstellen. Hyatts Gattung sollte unbedingt aufgegeben werden, weil nicht mehr gültig; dies obwohl verschiedene Ammonitologen diesen Gattungsbegriff noch verwenden, wobei sie versuchen ihn auf Grund der Popularität des Namen *Parapachydiscus* zu verteidigen.

---

* Publicerad med benäget tillstånd av direktören för Geological Survey of Nigeria.

Seit der Veröffentlichung des Aufsatzes der Verfassers über die Stratigraphie Kameruns (op. cit.) sind einige neue Funde gemacht worden. Am interessantesten ist das Auftreten der kanadensischen Ammonitengattung *Watinoceras* Warren 1930 im unteren Turon des Kameruns. Zwei Exemplare dieses Ammoniten stehen zu Verfügung, die als *W.* aff *reesidei* Warren und *W.* aff. *amudariense* (Arkhanguelskey) vom Verfasser bestimmt worden sind. Warren (1947) hat behauptet, dass *W. reesidei* ein zuverlässiges Leitfossil des untersten Turons sei. In Kamerun dagegen kommt *Watinoceras* nur im oberen Teil des unteren Turons vor; neuerdings berichtigt Herr Professor Warren (Brief vom 13. Juni 1955) seine frühere Ansicht und stellt fest, dass es in Kanada innerhalb des unteren Turons im Liegenden der *Watinoceras* führenden Schichten eine *Watinoceras* freie Zone gibt. Die oben erwähnten Vertreter Kameruns dieser Gattung werden in einer bald druckfertigen Abhandlung über die Ammoniten des südlichen Nigeriens und Kameruns behandelt. Die Lamellibranchiatenart *Aphrodina quenseli* Reyment, deren Lebensdauer in Kamerun, soviel bekannt ist, vom unteren Turon bis Coniac reicht (S. 676), ist vom Verfasser in Material aus dem Sokotogebiet (nordwestliches Nigerien) erkannt worden, das zum Maastricht gehört.

Zur Zeit der Veröffentlichung seines Kameruner Aufsatzes war der Verfasser noch nicht im Besitze der wichtigen Arbeit von V. Hourcq (1952), welche zum Teil dieselbe Gegend betrifft. Dr. Hourcq bezeichnete die obere Kreide seines Arbeitsgebietes als »Série de Moungo» (benannt nach dem Grenzfluss zwischen britischem und französischem Kamerun) und besprach ihr Alter. Die von ihm angegebene Schichtfolge ist eine schematische, da sie eine Zusammenfassung verschiedener Detailprofile darstellt. Da Angaben ihrer Lage am Ufer des Mungos fehlen, fällt es schwer, die von Hourcq angeführte Schichtenfolge mit derjenigen des Verfassers zu vergleichen (Reyment, 1954, Seiten 666—669). Hourcq sieht auch ein, dass die im unteren Teil seines Sammelprofils enthaltenen glimmerhaltigen Sandsteine, Konglomerate, Tonschiefer, usw. wahrscheinlich nicht zur oberen Kreide gehören; deswegen trennt er sie als »Série des grès de base» ab. Es sei fernerhin darauf hingewiesen, dass die von Hourcq errechnete Mächtigkeit des gesamten Profils grösser ist als die meinige.

Betreffs des Alters der Mungo River-Formation schreibt Hourcq, dass, obwohl die Foraminiferen und Ostracoden Santon andeuten, die Ammoniten unzweifelhaft dem Turon bis Coniac angehören. Was die Ostracoden betrifft, hat der Verfasser ähnliche Faunen (z. B. mit *Ovocytheridea nuda* Grekoff und *Ovocytheridea?* sp. nov.) wie die von Grekoff (1951) beschriebene, gefunden und zwar in älteren Schichten (nämlich im Lamjagebiet und Igumalegebiet Nord-Nigeriens; diese beiden Fundorte haben ausschlaggebende Ammoniten geliefert). Hourcq zieht den Schluss, dass die Mungo River-Formation von Turon bis Maastricht reicht. Diess stimmt nur teilweise mit der Auffassung des Autors überein (vgl. Reyment, 1954, S. 669). Die von Hourcq als Leitfossil des Maastrichts angeführte Lamellibranchiatenart *Cardita beaumonti* d'Archiac & Haime, die übrigens von zweifelhaftem stratigraphischen Wert ist, kommt im Mungogebiet nicht vor. Die Art wurde von Riedel (1932) fehlerhaft bestimmt und ist erst kürzlich von Cox (1952) der neuen Art *Venericardia nauliensis* Cox zugewiesen worden, die im Campan (?) der Goldküste, Coniac Nigeriens und, zusammen mit Coniacammoniten (*Forresteria*, *Solgerites*, *Tissotia*, *Peroniceras*, usw.) am Mungofluss auftritt. Bezüglich des Vorhandenseins von Campan legt sich Hourcq nicht fest. Wie schon angeführt, gehören nach der Meinung des Verfassers die ältesten fossilführenden Ablagerungen der Mungo River-Formation dem unteren Turon an, während die jüngsten fossilführenden Ablagerungen zum Santon zu stellen sind. Diese Feststellung stützt sich vornehmlich auf die Ammonitenfauna (vgl. Reyment, 1954).

Schriften

Collignon, M. 1952. Ammonites néocrétacées du Menabe (Madagascar). II. — Les Pachydiscidae. Trav. Bur. géol. Madagascar, Nr. 41, 114 S. 33 Taf. (Diese Arbeit ist in Schreibmaschinenschrift erschienen).

Cox, L. R. 1952. Cretaceous and Eocene fossils from the Gold Coast. Bull. geol. Surv. Gold Cst, Nr. 17, 68 S., 5 Taf.

Grekoff, N. 1951. Quelques ostracodes nouveaux du sénonien supérieur du Cameroun. Actes et Documents du troisième congrès mondial du pétrole, Le Haye. Section I. Géologie et Géophysique, S. 53—59, 2 Taf.

Grossouvre, A. de. 1894. Les Ammonites de la Craie supérieure, deuxième parti. Mém. Carte géol. Fr., 264 S., 39 Taf.

Hourcq, V. 1952. Carte géologique de l'A. E. F. et du Cameroun. Notice Explicative par Maurice Ncklès avec la collaboration de V. Hourcq. Terr. Cam. Serv. Min., 109 S.

Hyatt, A. 1900. In »Textbook of Palaeontology», von Zittel. Erste englische Ausgabe (Eastman), Cephalopoda, S. 502—604. London & New York.

Reyment, R. A. 1954. The Stratigraphy of the Southern Cameroons. Geol. Fören. Stockh. Förh., Bd. 76, Hft 4, S. 661—683, 4 Abbildungen im Text.

Riedel, L. 1932. Die Oberkreide vom Mungofluss in Kamerun und ihre Fauna. Beitr. geol. Erforsch. dtsch. Schgeb., Hft. 16, 154 S., 33 Taf.

Spath, L. F. 1939. Problems of Ammonite Nomenclature. 6. The genus *Pachydiscus* Zittel. Geol. Mag., Bd. 76, S. 293—296.

Warren, P. S. 1930. Three new ammonites from the Cretaceous of Alberta. Trans. roy. Soc. Can., Bd. 24, Nr. 4, S. 21—26, 4 Taf.

— 1947. Cretaceous Fossil Horizons in the Mackenzie R. Valley. J. Paleont., Bd. 21, Nr. 2, S. 118—123.

Stockholms Högskola, September, 1955.

Professor Sauramo's view on the Ancylus Lake

By

HENR. MUNTHE

Recently I have received from Professor Matti Sauramo two papers: »Das Rätsel des Ancylus Sees», published in the Geologische Rundschau, Bd 42, 1954. Heft 2, and »On the Nature of the Quaternary crustal upwarping in Fennoscandia», published in the Acta Geographica, Vol. 14, Helsinki, 1955. They both contain practically identical diagrams, one of which is reproduced here as fig. 1. Of the abbreviations used in this diagram, only the following should be explained: Balt. L. = the Baltic Ice Lake, Y. = the Yoldia Sea, Echin. = the Echineis Sea (earlier named the Rhabdonema Sea), A. = the Ancylus Lake, and Mast. = the Mastogloia Sea. The thick line means the change of the Baltic's sea-level during the Late-Quaternary period. I should also like to mention two marine stages of which one came before that of the Baltic Ice Lake, namely when the Lomma clay with Gadus polaris appeared (cf. Papers cited 1, Tavla II and 2, p. 164, fig. 5) another, which is possibly about simultaneous with the former, during the connection with the White Sea. (Cf. Sauramo 1955, p. 347 and Carel. Sea, fig. 4).

My main purpose in this article is principally to illustrate how much my estimate of the duration of the Ancylus stages differs from that of Sauramo's. He marks them by a small shaded angle in his figure below the »A. Transgr.» Sauramo puts the duration of the stages at about 300 years. In 1940 (see 1, Tavla VII, 8, in the Papers cited) I put it at about 1 700 years. Sauramo, curiously enough, makes no mention of this.

Sauramo's figure shows a duration of the Lake's transgression stage of about 300 years, while the maximum stage of the transgression is said to be a »short-lived stage» which »ended in a sudden drainage down to the level of the sea through the Belts in Denmark». The following points will clarify my objections:

As to the duration of the highest Ancylus level I have on several occasions (e. g. 3, 4 & 1) laid stress on it having taken a lot of time:

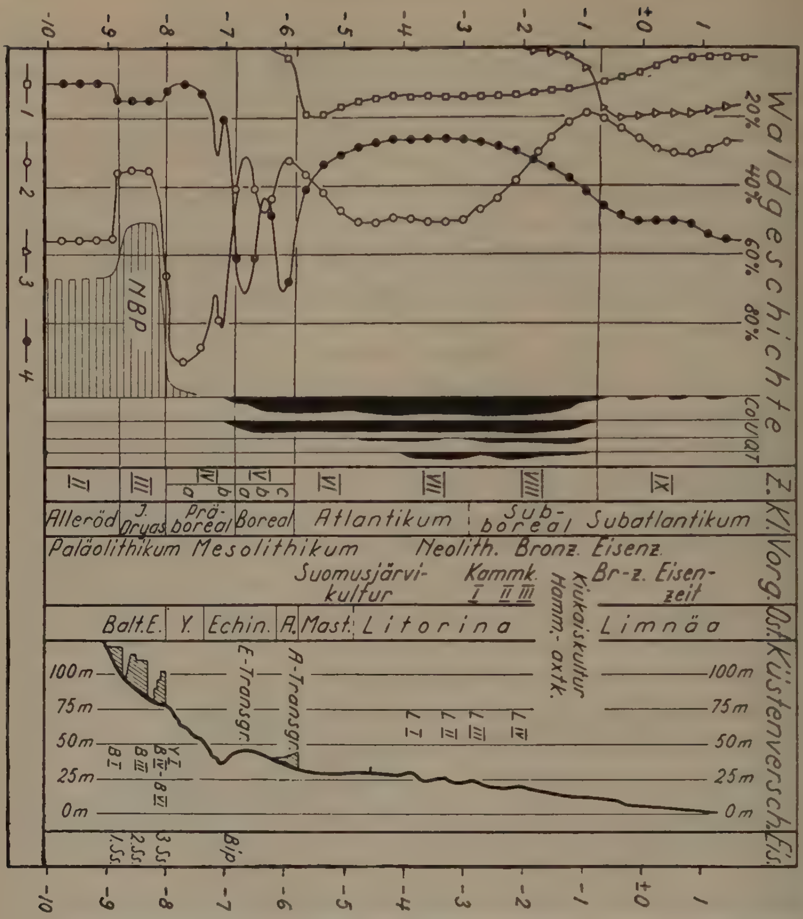


Fig. 1. Graphic representation of the Late-Quaternary development in Fennoscandia.

Firstly, many caves, several about 30 metres in depth, have become eroded in the limestone cliffs of the Isle of Gotland (cf. 4). Secondly, the shore-walls of Gotland, many miles in length, which appeared at this time are composed of well-rounded pebbles (cf. 7, fig. 15) and sand and are locally heaped upon lacustrine beds of peat, lake chalk and clay, resting on moraine. The fossils in these beds indicate a development from arctic to boreal conditions. Thirdly, there occur in Sweden beds of Ancylus clay, in several places about 5 metres thick, locally with an archeological find (cf. 5, note 1, p. 697).

All this goes to show that the maximum stage of the Lake alone probably lasted a couple of hundred years.

As to the duration of the regression of the Lake, shore-walls occur right from the highest Ancylus limit down to a few metres above the present sea-level, e. g. in the flat district of Southern Gotland (6), where the Ancylus limit is situated about 22 metres above sea-level, with fossil shells occurring between these different levels. Ancylus fluviatilis is now extinct in Gotland, but still found in other parts of Sweden, where it lives on pebbles and cliffs of the rivers' shore-zone (very seldom in inland-lakes). Such a considerable regression is further indicated by Swedish relation diagrams, e. g. in 2, Pl. IV, lines 67—70 for AG (the highest Ancylus limit). It can be imagined that such lines exist at yet much lower levels in Gotland, e. g. in the parish of Grötlingbo, since Ancylus-gravel is found beneath Litorina-gravel (cf. 6 and its map).

These facts are also contrary to Sauramo's opinion of the »sudden drainage» of the Ancylus Lake.

In support of my estimate of a longer duration I would like to cite evidence of settlement by Man during the Ancylus time at its shores, as I tried to prove last year (5). As a possible explanation of Sauramo's erroneous conception I offer the following.

During the Late-Quaternary period the Baltic's waters have passed through different stages, viz. seas with relatively small saltness varied with lakes. As the transition stages might normally have been slow, it is likely that some organisms lived during only a part of those substages, whereas others lived through all stages and survived in many lakes which earlier were situated below the different waters. Among these last marine organisms are many fishes, e. g. Cottus quadricornis and its many varieties, other Cottus-species, some species and varieties of seals still surviving for example in lakes both in Sweden and Finland (cf. citations in 1, p. 91—95 and Tavla II—IV, X—XI), several crayfishes, as Mesidothea entomon, Mysis relicta, Pontoporea affinis, some diatoms etc. It is likely that several of these and some others had already immigrated to the Highland of Southern-Sweden during the earliest marine stage named and that others again, such as Phoca groenlandica, arrived during the Yoldia time together with Yoldia arctica which latter, as found in small examples in the warved clay in the Mälar district only, contrary to the relics, died out eventually.

Sauramo has in my opinion not taken account of the facts just stated but has formed his conclusions in a too high degree on the diatom floras in his estimate of the duration of the Ancylus and Echineis times, which latter he puts at about 1 500 years. I wonder, therefore, if a reconsideration of the development during the Echineis time, as given by Sauramo, would not, in fact, make necessary a considerable prolongation of the Ancylus time at the expense of the Echineis time?

The following facts bear out the probability of this: the vast majority of the glaci-marine animals, which I have just named, lived also in the Ancylus Lake, a fact which can be indirectly proved but also directly by several finds in Ancylus clay i. a. of Cottus quadricornis var. relicta (with reduced »horns»), a couple of species of seal etc. In some places, both in Sweden (8) and in Finland (9), where these are found, the diatom flora examined contains, besides many lacustrine species, also marine ones, of which, however, some specimens are possibly from destroyed older beds. Therefore, it is most likely that a considerable part of the so-called Echineis time may be included in the Ancylus time, particularly considering the fact that Sauramo's researches are confined to profiles with a mixture of lacustrine and marine diatoms in bogs which have before been shallow bays i. a. of the Ancylus Lake, and not profiles in the open Ancylus Lake's deposits. In my opinion the history of the Ancylus Lake is best illustrated through profiles of this later kind, not through bogs' profiles.

The Nurmo profile (Sauramo 1954, p. 211—214 and fig. 10) forms an exception. As that locality is situated far North from the Ancylus Lake's transgression district, the profile is without any importance as to the question of the length of the Ancylus-time. Also H. Thomasson in his study of the many bog-profiles in the Kalmar district of South-Eastern Sweden (cf. 10 and 11) has attached too much importance to the diatom floras in reaching his conclusions. An exception among his profiles is that near Kalmar which is found by borings at the openly situated place Kungsholmen, where the ground is only 0,3 metre above the present sea-level. From this profile the following layers are found: Ancylus clay 2 metres thick, Echineis clay only 0,3 metre, Gyrosigma clay 0,5 metre and sand 0,05 metre. In his later paper (11, p. 614—615 and Tabell 1 & 2, p. 620—621), after a new boring, he gives the following explanation, in which regard is also taken to results reached from some bog-profiles in the Kalmar district: layers deposited in the Echineis Sea, the Gyrosigma Lake, the Rhabdonema Sea, the Ancient-Gyrosigma Lake, the Yoldia Sea and the Baltic Ice Lake, this last-mentioned being too uncertain and has, therefore, to be left out. Note the important difference between the thickness of the Echineis clay (0,3 metre) and that of the Ancylus clay (2 metres) in the profile at Kungsholmen. (Cf. 10, fig. 11)!

As is evident from the following list, which it is in my opinion now appropriate to include, the Late-Quaternary history of the Baltic still contains several important questions to be cleared up. In the list ( ) means established transition stages, whilst (?) means not established ones; their duration can be estimated only approximately.

The Limnea Sea
» Litorina Sea
(» Mastogloia Sea)
» Ancylus Lake
» (Echineis Sea)
» Yoldia Sea (mostly = the Echineis Sea *e. g.* at Kalmar, where the sea-level of that time was about the same as to-day. (Cf. 10, p. 51, 11, Tabell 2, and 2, fig. 23). (?).
The Baltic Ice Lake number 2 (= the Gyrosigma Lake, cf. 11, Tabell 2). (?).
The Rhabdonema Sea (cf. 10, fig. 11. Note that this stage is lacking in Nilsson's list, 2 and 11 Tabell 2).
The Baltic Ice Lake number 1 (= the Ancient Gyrosigma Lake. Cf. 11, fig. 2 and Tabell 2). (?),
The Carelian Sea (Sauramo 1955, cited above). The age is yet uncertain.
The Gadus polaris Sea (= The Yoldia Sea. Cf. 11, fig. 2 and Tabell 2).

Another question regarding the Baltic's earlier Late-Quaternary history treated by Sauramo, which is also in need of more exact interpretation, is the rather problematic interchange between three ice-lake and two marine stages in the Baltic (cf. fig. 1 and 1, fig. 37).

As to the stages older than »Finiglacial tid», my conception is, therefore, now another than that put forth i. a. in 1, Tavla VII, 8, whose chronology is meant only as an attempt to illustrate the many different stages of the Baltic's interesting Late-Quaternary history which can be said to be reflected in the unique Baltic fauna and, to some extent, also in the flora of to-day.

In my opinion Professor Sauramo has neglected the conclusions reached by me 1940, and, therefore, his account totally contradicts my datings of the Ancylus Lake which I consider to be on the whole more accurate than that which he proposes. I fail to understand how some of his conclusions were reached.

Stockholm, 25 August, 1955.

Papers cited

1. MUNTHE, HENR., 1940. Om Nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse. K. Vet. Akad. Handl., 3 Ser., Bd 19, N:o 1.
2. NILSSON, Erik, 1953. Om södra Sveriges senkvartära historia. G. F. F. Bd 75. H. 2.
3. MUNTHE, HENR., 1915. Stora Karlsö typografiska och geologiska huvuddrag. Minnesskrift. Sid. 14.
4. — 1920. Strandgrottor och närstående geologiska fenomen i Sverige. Naturskyddsutredning. S. G. U., Ser. C., N:o 302.
5. — 1954. Stora Bjers-fyndet i relation till några andra fynd från äldre stenåldern på Gotland. G. F. F., Bd 76, Häfte 4.

6. Munthe, Henr., 1922. Beskrivning till kartbladet Burgsvik. S. G. U. Ser. Aa, N:o 182.
7. — 1910. Studier öfver Gottlands senkvartära historia. S. G. U. Ser. Ca, N:o 4.
8. Nathorst, A. G. 1893. Om en fossilförande leraflagring vid Skattmansö i Upland. G. F. F. Bd 15, H. 7.
9. — 1894. En växtförande lera från Viborg i Finland. G. F. F. Bd 16. H. 4.
10. Thomasson, H. 1927. Baltiska tidsbestämningar och baltisk tidsindelning vid Kalmarsund. G. F. F. Bd 49, H. 1.
11. — 1935. Äldre baltiska skeden. G. F. F. Bd 57, H. 4.

Anmälanden och kritiker

Grensen mellem Trondhjemsfeltet og sparagmittområdet i sydøst. Et avsnitt i B. Asklund: »Norges Geologi och fjällkedjeproblemen»

Av

PER HOLMSEN

I artikkelen Norges Geologi och fjällkedjeproblemen (Geol. Fören. Förhandl. Bd. 77, s. 185—203) av Bror Asklund sammenligner forfatteren de norske og svenske synspunkter vedrørende den mellemste del av fjellkjeden. Det er i lys av Olaf Holtedahl: Norges Geologi (N. G. U. nr. 164, 1953) denne sammenligning blir gjennemført.

Artikkelen oppgir å ha adresse først og fremst til det svenske publikum. Men den har ikke mindre interesse for norske lesere. Dessverre har det sneket seg inn en misforståelse vedrørende den norske oppfatning av forholdet mellem Trondhjemsfeltet og sparagmittområdet i sydøst. I Asklunds artikkel side 187, i linje 7—3 nedenfra, henvises det til Holtedahl (1953, s. 289), som igjen henviser til Per Holmsens senere undersøkelser. Misforståelsen skyldes vesentlig en unøyaktighet ved Holtedahls bruk av det norske sprog, i mindre grad Asklunds oversettelse av det norske »markert skyveplan» med det svenske »överskjutning». Således kommer det til at Per Holmsen tillegges den oppfatning at noen større overskyvning ikke eksisterer mellem Trondhjemsfeltet og sparagmittområdet i sydøst.

I beskrivelsen til det geologiske kartblad Tynset (N. G. U. nr. 175, 1950) skildrer Per Holmsen i eget avsnitt (s. 21—27): »Øyegneisen langs grensen mellem sparagmittavdelingen og Trondhjemsfeltet» hvordan en opprinnelig rød leirskifer, myllonittisert og senere øyegneis-omvandlet, danner den tektoniske grense mellem de to hovedformasjoner (s. 26). Denne myllonittsone kan følges i felt tvers over det meste av kartbladet Tynset. På den følgende side (s. 27) står følgende avsnitt (her gjengitt in extenso): »Av dette fremgår min oppfatning av Trondhjemsfeltets tektoniske stilling som et øvre skyvekompleks (ett eller flere underordnete skyvedekker) der er skjøvet frem over det undre skyvedekke som består av »pressete lyse sparagmitter».

Av dette avsnitt og fremstillingen like foran fremgår det tydelig at Per Holmsens oppfatning er denne: Trondhjemsfeltet hviler i sydøst på alloktone sparagmitter med en betydelig tektonisk diskordans imellem.

Oslo, den 20. mai 1955.

R. L. PARKER: Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. 311 sid., 130 textfigurer, 34 planscher. Verlag Wepf, Basel. 36 schweizerfranc, 34.60 DM.

Den mineraltopografiska delen av »Die Mineralien der Schweizeralpen», utgiven år 1940 av P. Niggli, J. Koenigsberger och R. L. Parker har utkommit i en ny upplaga med titeln »Die Mineralfunde der Schweizer Alpen» och redigerad av R. L. Parker.

Den i den äldre upplagan tillämpade systematiken med fyndortsgrupper har bibehållits dock med kompletteringar, betingade av nya fynd efter 1940. Fyndortsgrupperna äro sammanförda i 13 topografiskt betingade zoner. I den nya upplagan har mineralparagenetiskt likartade fyndortsgrupper dessutom inordnats i ett nytt system, bestående av 5 paragenetiska huvudtyper (Mineralgesellschaften) benämnda A—E, var och en med underavdelningar.

Textfigurer med avbildningar av mineraltyper har tagits från den inledande allmänna mineralbeskrivningen i den äldre upplagan och införts i anslutning till respektive fyndorter. Bildmaterialet i övrigt är betydligt utökat och bättre reproducerat i den nya upplagan. Översiktskartan över mineralfyndorter är omredigerad med fyndortstecken angivna i färger, betecknande de 5 ovannämnda mineralparagenetiska huvudtyperna.

Texten kompletteras med mineralbestämningstabeller, en kortfattad beskrivning av de mineral som äro nämnda i texten samt slutligen en omfattande litteraturförteckning.

O. Gabrielson.

W. Gothan und H. Weyland: Lehrbuch der Paläobotanik. Akademie-Verlag. Berlin 1954. 535 s., 419 text-figs., 1 pl. Pris inb. DM 46: —.

The above volume is based on W. Gothan and H. Potonié's »Lehrbuch der Paläobotanik» published in 1921. This well-known manual was actually mostly written independently by Gothan, who out of loyalty to his old master retained his name in its title. Potonié-Gothan remained an international standard work on palaeobotany for many years, but is now quite out of date and replaced by new text-books in English, French, and Russian. Unfortunately, T. G. Halle's well-balanced treatment of »The extinct plants» — »De utdöda växterna» — in »Växternas Liv» 1938—40 (reviewed by R. Florin in this journal, Bd 63, H. 1, 1941, pp. 90—94) was written in Swedish, and has therefore never been accessible to a large public. A general text-book in palaeobotany in the German language area is accordingly urgently required, even if we disregard the appearance of R. Kräusel's »Versunkene Floren» (1950; review by B. Lundblad in this journal, Bd 73, H. 2, 1951, pp. 325—326) and K. Mägdefrau's »Paläobiologie der Pflanzen» (2nd ed. in 1953).

Professor Gothan is mainly responsible also for the present publication. He had expert knowledge of one of the central themes of European palaeobotany, viz. the floras of the Carboniferous, and accumulated during his long life experience of the several branches of this science to an extent which can hardly be matched by later generations of palaeobotanists. This book appeared in print in the year of Gothan's death; he passed off in December, 1954. H. Weyland is well known from his important work on the Tertiary and Devonian floras of Germany, mainly published in collaboration with R. Kräusel. His contribution to the present work was originally meant to be limited to the chapter on the fossil Angiosperms, but he has also assisted in preparing other parts of it.

In its general disposition of its subject, the present text-book follows Potonié-Gothan rather closely. One improvement is that references to important literature are listed at the beginning of each chapter or before any more important taxonomic groups, but this procedure is only adopted in the first 325 pages. In the treatment of the Conifers and the Angiosperms, as well as in the concluding chapters, the incidental references to literature are merely included in the text.

The introductory chapters are mainly devoted to the history of palaeobotany and the preservation of fossil plant remains. The book is dominated by systematic descriptions of the various plant groups occupying about 400 pages, of which one fifth are devoted to the Angiosperms. It is concluded by some chapters on general palaeobotanical problems.

It is of some interest to compare the contents of the present »Lehrbuch» with the one of 1921, which at the same time will give an idea of the great progress of palaeobotany during the period in question. The examples are selected at random.

In a discussion in German of the mode of preservation and technical investigation of fossil plant remains one misses some of the short and expressive terms introduced by British students. Neither in German nor in Swedish is there any word corresponding to the excellent term »compression» for carbonized remains, introduced by Walton in 1936. One development of recent decades is the »peel» technique, which is here referred to as »eine Abänderung der Ashby-Filmabzugsmethode nach Koopmans-Walton»; the term »peel section» or simply »peels» should in my opinion have been cited. A couple of German authors are mentioned with reference to the method of dissolving shales to obtain small plant fragments for examination. Preference should in my opinion have been given to the »bulk-maceration method» of Harris (1926).

To the account of the *Thallophyta* (a conception which is here, probably by inadvertence, made a synonym of the Algae) is added a chapter on the *Algomycetes* (Kräusel 1941). These comprise small fructifications (»sporocarps»), which appear to be intermediate between on the one hand Algae and Fungi, and on the other *Thallophyta* and primitive *Cormophyta*. These organisms, which occur in the Upper Devonian black shales of Eastern North America, are believed to have played an important part in the formation of petroleum in the pre-Carboniferous shales of U. S. A. Arnold (1954), who regards their relationships to other groups as problematical, has now reduced the two genera mentioned in Gothan-Weyland to one, *Protosalvinia*.

The treatment of the Non-Vascular Plants is on the whole summary. Paragraphs have for instance been added referring to Pia's work on the *Dasycladaceae* — important rock builders of the Alpine Trias — and Walton's and Harris's studies of fossil Liverworts. The intensified research work of the very last years has already made the chapter on the *Charophyta* out-of-date; one misses the name of Croft.

In Potonié-Gothan, the account of the *Psilophytales* was for several reasons of preliminary nature; in the present book it is one of the best and most readable chapters. This is natural, as the most important contributions to our knowledge of these primitive plants since Kidston and Lang's epochmaking memoir (1917—21) have been Kräusel and Weyland's studies of the Devonian floras of Western Germany. Some of their well-known reconstructions of these plants are reproduced. To Scandinavian readers it is of interest to see that Höeg's restoration of *Enigmophyton* is refigured, and that *Svalbardia polymorpha* is considered at some length; both belong to the Devonian flora of Spitsbergen described by the same author in 1942. A special section is devoted to the evolution of the Devonian floras, and Zimmermann's telome theory is discussed in this connection. The authors also refer to Cookson and Lang's discovery of a land flora in the Silurian of Australia, and to reports of spores of Pteridophyta from the Cambrian (Germany, India, USSR — a find of spores of Cambrian plants in Swedish »kolm» by Darrah in 1937 has long been considered dubious). These are regarded as enigmatical, and Gothan and Weyland think that additional evidence is required. Kryshtofovich's record of a supposed member of the Lycopsida (*Aldanophyton antiquissimum*) from Cambrian strata in Eastern Siberia seems to have appeared too late (1953) to be included. The authors assign no special importance to the early differentiation of lepidophytic features observed in *Baragwanathia* from the Upper Silurian of Australia as well as in *Drepanophycus*, which occurs already in the Lower Devonian.

The principal contents of the chapters on the *Lycopodiales* and the *Articulatae* conform to the old text-book, and new items are few. The account of the Bunter genus *Pleuromeia* is revised in accordance with Mägdefrau's investigations, and the well-known reconstruction of this peculiar Lycopsid is reproduced. The Neocomian *Nathorstiana*, held by the same author to connect *Pleuromeia* with the living *Isoëtes*, is treated with the *Isoëtaceae*, which — apparently for convenience's sake — is here included in the *Lycopodiales*. Only a summary review is given on the rôle of megaspores in establishing stratigraphical connections in the Carboniferous. This line of research has become of increasing importance in the last decades, and the possibility of combining successfully the results of studying megascopic remains with those obtained from the microfloras might well have been more stressed. Investigations of the very last years have shown that a study of spore variations in strobili may also throw light on the relationships and ranges of variation of certain forms of isolated spores.

As in Potonié-Gothan, the Ferns are treated in two chapters. One accounts for the several families of the *Filicales*, the other is a general review of the fossil fern-like fronds (»Pteridophyllen»). The absence of an introductory chapter on the development of the stele is regrettable, as this might have afforded the student a suitable background to descriptions of material with preserved structure; the comments to the illustrations are often rather scanty. — The most important advance in the study of the Ferns in the last decades is connected with the development of their most primitive forms (included in the chapter on the *Psilophytales*), but valuable studies have also been made on later ancestral types (Bertrand, Corsin, Sahni). Arnold's discovery of heterospory in *Archaeopteris* — characteristic of the Upper Devonian — is recorded in the text, but there is no account of the contemporary *Rhacophyton zygopteroides*, an ancient Fern recently reconstructed by Leclercq (1951).

The chapter on the Gymnosperms has evidently been written in a hurry. The sections on the Palaeozoic Seed-ferns seem more satisfactory — Swedish readers note that considerable attention is paid to Halle's classical studies of the reproductive organs of this group —, but the treatment of their successors leaves much to be desired. It is certainly still difficult to determine the proper place of the so-called Mesozoic Pteridosperms in the Vegetable Kingdom, but to refer the Triassic *Peltaspermaceae* (better known by the ame of its foliage, *Lepidopteris*) to the rather specialized line of the *Cay-* *oniales* can only create confusion. — A remarkable contribution to palaeo- otany in the forties was the creation of a new group of Gymnosperms, the Jurassic *Pentoxyleae*, by Sahni in 1948. This is only mentioned in a short ote, which is rather astonishing, as in a manual published in the same year s the present text-book, viz. the 12th edition of Engler's »Syllabus der Pflanzenfamilien», it is treated at some length, and even made an order of ts own. It is more understandable that a review of the remarkable discovery f the fructifications of *Glossopteris* (1952) has had to be added as a postscript. In both cases, illustrations would have been of great benefit to the reader, ll the more as the length of the »cupules» of *Glossopteris* have been misprinted s 2—3 mm (should be cm). — In the treatment of the *Ginkgophyta* the phylo- enetically important *Trichopitys heteromorpha* is not mentioned at all. This Lower Permian Ginkgophyte was recently restudied by Florin (1949), who onsiders it a primitive type; from the point of view of the telome theory t was discussed preliminarily already by Zimmermann in his »Phylogenie ler Pflanzen» (1930). — The account of Florin's papers on Conifers from the orties and the systematic description of this group as a whole is disappointing. lthough the separation of the *Taxales* (»*Taxopsida*» of Engler 1954) from the *oniferales* (»*Coniferopsida*») is mentioned in the text, old and new systematic nits are used indiscriminately. The morphological descriptions are rather superficial: phylogenetic considerations are confined to sporadic remarks in he text.

It is probably unavoidable that an account of the fossil Angiosperms should e mainly in the nature of a list of families. Some general information is given n a short introductory section, however. The identification with living enera of leaf impressions from Cretaceous and Tertiary deposits has long een to some extent discredited, and it is therefore of great interest that the hances of obtaining confirmatory evidence by studies of cuticles and pollen rains have now been more extensively utilized. In discussing the evidence btainable from fossil wood, the authors call attention to the noticeable fact, hat since the wood of Conifers is generally more resistant than that of Angio- perms, the former are as a rule overrepresented in the »Braunkohle».

Fossil pollen and spores from Pre-Quaternary deposits have been one of the ain objects of study of German palaeobotanists, particularly after World Var II (R. Potonié, Thomson). Investigations of this kind are of value not nly in checking identifications with living genera made on other plant arts, but may also help to determine the age of the various groups. Quan- itative studies are of importance to the registration of changes in the vegeta- ion during the Tertiary, but their interpretation is made difficult, i. a. by he fact that both ecological and climatological factors may be reflected in he diagrams.

The present book is concluded by the »Schlussbetrachtungen» dealing with eneral palaeobotanical problems. One section gives the sequence of floras luring different geological periods, while others are devoted to historical lant geography and discussions of ecological and climatological conditions. The book ends with a short account entitled »Phylogenetisches und Morpho- enetisches». — This last part of the book seems to be more recommendable or study by Swedish botanists and geologists than the systematic chapters. ost space is, naturally, given to floras of the Carboniferous and to the

»Braunkohle» flora of Germany, but other topics of special interest are also referred to. Since a review of all these would take too long, however, I will restrict myself to *one* of the general problems of palaeobotany, viz. that of the first appearance of the Angiosperms.

Gothan and Weyland consider *Furcula granulifer* from the Rhaetic of East Greenland (Harris 1932) the oldest leaf remains of this kind. They also mention *Homoxylon rajmahalense* from the Jurassic of India, which Sahni supposed to be allied to the *Magnoliaceae*. Subsequent studies of this fossil wood indicate, however, that it comes from a Bennettitalean plant (Hsü and Bose 1952). Gothan and Weyland believe the *Ranales* to be allied to the most primitive Angiosperms, quoting i. a. Simpson's finds of pollen grains of *Nelumbo* and *Castalia* (= *Nymphaea*) in the Jurassic of Scotland. The possibility of the Angiosperms' being of polyphyletic origin is also mentioned, however. (Erdtman's find of pollen grains similar to *Eucommia* in the Scanian Liassic is referred to in the systematic part.) Gothan and Weyland regard the derivation of the Angiosperms from Gymnosperms as certain. They mention certain angiospermous features of the *Caytoniales* (Thomas 1925), which they look upon as the specialized end forms of a line of Gymnosperms. As a matter of fact, it has within recent decades been apparent that, as an English author says: »the Mesozoic was in many respects an age of experiment in different types of enclosure of ovules». The sudden appearance of various families of Angiosperms in the Cretaceous has been assumed to be due to their Early Mesozoic representatives' having lived in subsequently denudated upland regions, which would account for their absence in the fossil records. Conditions did not become suitable for extensive fossilization until in the Cretaceous, when the lowlands, too, were invaded by the flowering plants. The authors seem to regard this hypothesis as a probable explanation of what happened; it may at least cover part of the truth.

Gothan-Weyland's »Lehrbuch der Paläobotanik» will probably for some time come to retain the position of its predecessor of 1921 as a manual of palaeobotany for German-speaking students. As far as its main, systematic part is concerned, however, it is not an ideal »Lehrbuch». Generally speaking, it makes no serious attempts to balance the wealth of descriptive facts by short essays on problems of comparative morphology or phylogeny, which undoubtedly would have facilitated the approach of the student to this subject. Nor is the concept of alternation of generations in plants introduced to the reader.

As indicated by this critical review, the most obvious deficiency of the book is that its contents have not been brought up-to-date with post-war developments, but as a whole it gives a vivid impression of the rapid advance of palaeobotany in recent decades. The reviewer would like to express a hope that a new edition of this text-book, in which the above deficiencies as well as some inadvertencies in the text might be corrected, will be published in the near future.

Britta Lundblad

HENRY V. HOWE: Handbook of Ostracod taxonomy. Louisiana State University Studies. Physical Science Series No. 1. Louisiana State University Press. Baton Rouge 1955. Pris 5 dollar.

Som inledning till föreliggande anmälan förutskickas några anmärkningar om det nuvarande läget av ostracodforskningen, särskilt i Sverige.

De fossila ostracoderna tilldraga sig i våra dagar ett starkt intresse på skilda håll i världen, bl. a. av den anledningen att de äro lämpliga som stratigrafiska indikatorer vid undersökning av borrkärnor och bergartsfragment erhållna medelst andra borrmetoder. Sådana användas som bekant allmänt vid borrning efter petroleum.

I något äldre läroböcker i paleontologi behandlas gruppen Ostracoda vanigen ganska styvmoderligt, och kravet på kännedom om ostracoder bland de studerande har åtminstone för vårt lands vidkommande varit ganska ringa. Som regel fordras mera ingående kunskap om denna fossilgrupp vid amerikanska universitet. För avancerade studerande har man åtminstone sedan ett par årtionden vid flera universitet brukat ge särskilda ostracodkurser, eller också ingår ostracodkännedom i kurserna i mikropaleontologi. En viktig anedning till detta större intresse för gruppen i Amerika ligger uppenbarligen däri att en avsevärd del av de amerikanska paleontologerna vinna anställning nom petroleumgeologien.

I Sverige har intresset för fossila ostracoder nästan enbart riktat sig mot ordoviciska och gotlandiska former. L. Kolmodin disputerade redan 1869 på en liten avhandling om gotlandiska ostracoder från Gotland. Lindström var också intresserad av fossila ostracoder och förberedde en beskrivning av ostracodfaunan i Dalmanitina-lagren i Östergötland, men undersökningen blev aldrig slutförd. Fossilen jämte teckningar därav finnas på Riksmuseet. Vidare ha paleozoiska ostracoder beskrivits eller omnämnts i flera geologiska arbeten, bl. a. av Linnarsson, Moberg, Hadding, Troedsson och Hede. Den engelske ostracodkännaren Rupert T. Jones beskrev ostracoder från Gotland, huvudsakligen på 1880-talet.

Under de senaste 15—20 åren har studiet av paleozoiska ostracoder i Skandinavien kommit in i ett ganska aktivt skede. I Sverige inleddes det med Thorslunds arbete »On the Chasmops Series of Jemtland and Södermanland (Tvären)», 1940. Förutom Thorslund ha senare Henningsmoen, Spjeldnaes och Hessland behandlat svenskt material. För tillfället pågå delvis mycket omfattande studier av svenska ordoviciska och gotlandiska ostracoder av flera forskare. Särskilt Henningsmoen har beskrivit norska paleozoiska ostracodfaunor under senare år. Estländaren Öpik har också behandlat norskt material, men han har i långt större utsträckning beskrivit estländska faunor. Ordoviciskt material från Estland hade redan tidigare studerats av holländaren Bonnema, som utgav ett värdefullt arbete därom 1909. Mindre värdefulla äro ett flertal skrifter av tyska författare behandlande baltoskandiskt Geschiebe-material påträffat i norra Tyskland. Materialets proveniens är dåigt känd och ostracoderna äro mestadels underhaltigt beskrivna och avbildade.

En viktig anledning till att ostracoderna på senare tid ryckt fram som en betydelsefull fossilgrupp i vårt land, särskilt inom ordovicium, är den att man i allt större utsträckning börjat studera borrkärnor för att utreda de stratigrafiska förhållandena.

Som jag redan antytt veta vi betydligt mera om de svenska paleozoiska ostracoderna än om våra mesozoiska och tertiära ostracoder, som vi kunna betrakta som ett nästan outforskat arbetsfält. Det är sant, att vi här ha en annan viktig mikrofossilgrupp att tillgå, nämligen foraminifererna, och denna har ju varit föremål för intensiva studier av Brotzen under ett par årtionden, men ostracoderna förtjäna att bli föremål för en liknande undersökning.

Utforskandet av de mesozoiska och tertiära ostracoderna ute i världen har fortgått säkrare och jämnare än vad fallet är med de paleozoiska formerna, inte minst av den anledningen att de betydligt närmare ansluta sig till de moderna ostracoderna. Beträffande de paleozoiska ostracoderna har det rent av förelegat vissa ansatser till krisartad utveckling, som verkat förvirrande och hämmande för det fortsatta arbetet på denna fossilgrupp. De på sin tid utdragna diskussionerna om skalens orientering, som nog får tillskrivas bristande insikt på sina håll om moderna ostracoders byggnad, ledde till ett visst kaos och bidrog förmodligen till att intresset för gruppen minskade för en tid. Det synes numera råda principiell enhällighet i fråga om orienteringen, inte minst till följd av ett synnerligen värdefullt inlägg av Triebel i arbetet »Über Morphologie und Öcologie der fossilen Ostracoden» (1941). Så sent som 1951 förekom dock ett uppmärksammat misstag i fråga om orienteringen av en viss Beyrichia-art på grund av att vederbörande författare fäste avseende endast vid läget av adduktormuskelns fäste i stället för den konstanta konstellationen av detta muskelmärke och de antennala och mandibulara muskelfästena jämte den mellanliggande presulcata eller preadduktoriala noden.

Det åsyftade arbetet ligger däremot i andra hänseenden i linje med de moderna synpunkterna på ostracodernas taxonomi, vilket bl. a. innebär, att man vid arternas avgränsning beaktar även larvstadiernas morfologi samt könsdimorfismen hos de vuxna.

Det har blivit allt vanskligare att överblicka de fossila ostracoderna på grund av det ständigt växande antalet nya arter och släkten. Därför har det tid efter annan utarbetats mer eller mindre omfattande översikter, av vilka några skola omnämnas här. Den år 1934 av R. Bassler och Betty Kellett (Nadeau) publicerade »Bibliographic index of Paleozoic Ostracoda» är välkänd och torde ha varit en betydande hjälp för alla som syssla med paleozoiska ostracoder. Agnew kompletterade detta arbete 1942 med »Bibliographic index of new genera and families of Paleozoic Ostracoda since 1934». Levinson utgav 1953 en sammanställning betitlad »Bibliography and index to new genera of Ostracoda, 1950—1952». År 1953 publicerade Henningsmoen ett uppmärksammat arbete med titeln »Classification of Paleozoic straight-hinged Ostracods». För närvarande utges en katalog, som syftar till att omfatta alla kända fossila ostracoder. Utgivarna äro B. F. Ellis och Angelina Messina vid Department of Micropaleontology vid American Museum of Natural History i New York. De ha som bekant tidigare utgivit »Catalogue of Foraminifera». Ostracodkatalogen är upplagd på samma sätt. Utgivarna ha räknat med att den i färdigt skick skall omfatta 20 band, men jag föreställer mig, att detta antal kommer att överskridas. Hittills ha 5 band utkommit. Man har beräknat att kunna utge två band om året. Katalogen består av lösblad, som få arrangeras om efter hand som nya band utkomma. De systematiska enheterna ha nämligen inte samlats på förhand, utan beskrivningarna reproduceras art för art allteftersom de förekomma i originalpublikationerna.

Innevarande år publicerades det senaste tillskottet till ostracodöversikterna, nämligen av Henry V. Howe: »Handbook of Ostracod taxonomy», som härmed anmäles för Geologiska Föreningens medlemmar.

Detta arbete är mera omfattande än övriga översikter, emedan det innefattar såväl recenta som fossila ostracoder.

Professor Howe är sedan ett 30-tal år director för de geologiska avdelningarna vid Louisiana State University. Han har särskilt vinnlagt sig om utbildningen av mikropaleontologer och petroleumingenjörer. Den starka anknytningen till petroleumgeologien förklaras av den omedelbara närheten till Gulfkustens rika oljeområden. Howes flesta publikationer beröra tertiära foraminiferer och ostracoder. Hans intresse synes efter hand alltmer ha förskjutits mot ostracoderna.

Under en lång följd av år har Howe samlat mikrofilmer av ostracodlitteratur och lagt upp ett kortsystem över ostracoder. Både mikrofilmerna och kartoteket ha flitigt konsulterats av besökande specialister. Man kan säga, att det är detta kortsystem som publicerats i föreliggande handbok. Dess utgivande har påskyndats för att den skall vara till ledning vid det nu pågående arbetet på ostracoddelen av »Treatise on invertebrate paleontology».

Howes handbok upptager alla av honom kända recenta och fossila högre ostracodtaxa, i runt tal 900 släkten och 200 enheter av högre valör. Han uppskattar antalet beskrivna arter till mer än 30 000. Hans kartotek, som baserar sig på ungefär 2 000 av de över 3 000 mikrofilmade skrifter vilka ingå i hans samling (han uppskattar totala antalet nu existerande ostracodarbeten till ca 5 000) omfattar ca 19 000 arter. Dessa har Howe underkastat noggrann taxonomisk kontroll. Därvid har framkommit, att mer än 500 äro homonymer. Ett stort antal släkten äro också synonymer; inte minst har detta visat sig vara fallet med de under senare år upprättade släktena. Han tillskriver dessa förhållanden i mycket stor utsträckning den omständigheten att neozoologer och paleozoologer inte hållit sig à jour med varandras arbeten. Howe påpekar också, att ett förvånansvärt stort antal ostracodsläkten inte äro upptagna i »Nomenclator zoologicus» av Neave.

Den alfabetiskt ordnade förteckningen av släkten och högre taxonomiska enheter utgör bokens centrala del. Beträffande släktena anföres förutom auktor, årtal och sida i den publikation där originalbeskrivningen återfinnes samt namnet på typarten, även den familj eller de familjer vartill släktet förts. Homonymer och synonymer finnas angivna. Vidare anges det land eller den stat där släktet ursprungligen urskildes samt åldern på det lager i vilket det påträffades.

Det bibliografiska avsnittet omfattar omkring 550 publikationer. De utgöras av sådana arbeten, vari nya taxa äro beskrivna. För varje arbete anges namn på nya släkten samt eventuellt föreslagna taxonomiska enheter av högre valör än släkte. Lägre taxonomiska enheter bruka i regel ej omnämnas. Några arbeten, som ej beskriva nya taxonomiska enheter men äro av intresse i annat hänseende, t. ex. beträffande morfologiska termer, äro också upptagna.

I handboken ingår därjämte en särskild förteckning över de publikationsserier, vari nya ostracodtaxa behandlas. För varje serie meddelas namnen på författarna till de ostracodarbeten, som ingå i serien, och det årtal varje arbete publicerades.

Det finns sålunda flera möjligheter till »cross-examination» i Howes arbete.

Några tryckfel ha insmugit sig i fråga om icke-engelskspråkiga referenser och något enstaka släktnamn har råkat bli förvanskat. Dessa kalamiteter äro dock inte nämnvärt störande.

Anmälaren har personligen samarbetat med professor Howe och har haft tillfälle konstatera, att ett minutiöst noggrant arbete ligger till grund för den föreliggande handboken, som säkerligen kommer att mottagas med tacksamhet av de allt talrikare ostracodpaleontologerna.

Ivar Hessland

Mötet den 5 maj 1955

Närvarande 40 personer.

Ordföranden, hr Wenner, öppnade mötet och hälsade prof. P. Woldstedt, Bonn, välkommen.

Professor P. Woldstedt höll ett av ljusbilder illustrerat föredrag om: Die Gliederung des jüngeren Pleistozäns in Mitteleuropa. En uppsats i ämnet kommer att inflyta i följande häfte av Förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr Fromm, Wenner och föredragshållaren.

Vid mötet utdelades n:o 481 av Förhandlingarna.

Mötet den 6 oktober 1955

Närvarande 50 personer.

Ordföranden, hr Wenner, öppnade mötet med följande anförande:

Sedan Föreningens senaste möte har överingenjör Walter Kjellman avlidit, chef för Statens geotekniska institut sedan år 1944 och medlem i Föreningen sedan år 1941. Kjellman var född 29/11 1905, avlade examen vid KTH år 1928, arbetade på Vattenbyggnadsbyrån 1930—36 bl. a. med byggandet av Svirdammen samt blev 1936 byråingenjör och geotekniker i Väg- och Vattenbyggnadsstyrelsen. Till följd av den moderna kommunikationsteknikens utveckling och det ökade behovet av geoteknisk expertis tillkom Statens geotekniska institut, till väsentlig del Kjellmans skapelse. Med sin konstruktiva och idérika läggning kom Kjellman särskilt att intressera sig för förbättrad apparatur, särskilt att nämna foliekärnborren. För en apparat för samtidig mätning av alla tre huvudspänningarna i ett jordprov fick Kjellman polhemspriset år 1936 och för sitt arbete om säkerhetsproblemet ur principiell och teoretisk synpunkt erhöll han år 1940 ett pris från IVA, vars medlem han blev år 1954.

Jag lyser frid över den bortgångnes minne.

Styrelsen har till ledamöter i Föreningen invalt: Amanuensis Ivar Hernes, Geologisk institutt, Bergen, Norge, föreslagen av hr Asklund. Byråingenjör Erik Sandegren, Kräftvägen 11, Lidingö, föreslagen av hrr Sandegren och Åhman. Fil. mag. Heikki Paarma, Otanmäki och Fil. mag. Ole Lindholm, Otanmäki, Finland, föreslagna av hr Dahlström. Fil. mag. Fru Toini Mikkola, Geol. Forskningsanst. Helsingfors, Fil. mag. Kalevi Kauranne, Geol. Forskningsanst. Helsingfors, Fil. mag. Kauko Korpela, Leppiniemi, Finland, Fil. mag. Aato J. Laitakari, Geol. Forskningsanst. Helsingfors, Fil. mag. Juhani Nuutilainen, Sorsakoski, Finland, Fil. mag. Olavi Waldén, Geol. Forskningsanst. Helsingfors och Fil. mag. Vejo Yletyinen, Geol. Forskningsanst. Helsingfors, föreslagna av fru Linnman. Gruvägare Holmfrid Svensson, Silverhöjden, föreslagen av hr Järnström.

Föreningen har sänt en telegrafisk hälsning till förre statsgeologen V. Milthers, Köpenhamn, på hans 90-årsdag den 12 september. Ett tack har ingått från hr Milthers.

Vidare har en telegrafisk hyllning sänts till Société géologique de France i anledning av sällskapets 125-årsdag den 30 september.

Professor A. Licinio de M. Barbosa, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasilien höll ett av kartor belyst föredrag om: Geology of the Iron Ore Deposits of Central Minas Gerais.

In Minas Gerais, Brazil, the Pre-Cambrian formations of the Brazilian Shield have a considerable economic significance, for they are the site of some of the largest mineral deposits of Brazil, including many billions of tons of high grade iron ores. Two series of Archaean and three of Algonkian supracrustal rocks are separated from each other by unconformities, and to some extent by periods of deformation and intrusion. The formations in Central Minas Gerais are the upper Archaean Nova Lima series and the Algonkian Minas and Itacolumi series. The Nova Lima series occurs mostly as basic schists and quartzite remnants in hybrid gneisses. The quartzite is mostly ferruginous and grades locally into itabirite. In the Minas series, four lithologic

units can generally be recognized, namely, from bottom to top: the Lages quartzite, the Batatal phyllite, the Itabira formation and the Piracicaba formation. The Itabira formation consists essentially of tabirite at the bottom and dolomite and ferruginous quartzite at the top, with dolomitic and pure itabirite alternating in between. The itabirite is a hematitic-schistose type of quartz-banded iron ore, and carries lenses of pure hematite of considerable magnitude. These enses are not primary sediments as the itabirite, but products of metasomatism. The Piracicaba formation has ferruginous quartzite (in part kyanite-bearing) and phyllite.

The most intense folding of the Algonkian rocks occurred in post-Itacolomi time and was associated with thrusting from SE, partly guided by granitic domes in the basement. Together with the deformation were induced textural, mineralogical and chemical changes. In the itabirite, which flowed plastically and acquired pronounced schistosity and lineation, the removal of silica from the highly stressed points and replacement by iron oxides caused the formation of the high grade ore bodies along synclinal axes.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr Landergren, J. Eklund och föredragshållaren.

Till föredraget voro Svenska Teknologföreningens Avdelning för Kemi och Bergsvetenskap medlemmar inbjudna.

Geolognytt

Längmanska Kulturfonden har utdelat bl. a. följande anslag: Prof. F. Hjulström, Uppsala, 850 kr. för illustrationsmaterial i den vetenskapliga redogörelsen för resultaten av expeditionerna till sydöstra Island 1951 och 1952. Fil. Lic. V. Jaanusson, Uppsala, 2 500 kr. för illustrationer till doktorsavhandling »Stratigraphy and lithology of the lower and middle Ordovician in Central and Southern Sweden (excl. Scania) With description of the Ostracod faunas.» Fil. Lic. T. Tjernvik, Uppsala, 1 000 kr. för illustrationer till doktorsavhandling, preliminärt betitlad »On the late Tremadoc and the early Arenig of Sweden.»

Statens Naturvetenskapliga Forskningsråd har utdelat bl. a. följande anslag: Dr sc. nat. F. Brotzen, Stockholm, 500 kr. för bearbetning av vissa reptiler från trias. Fil. Lic. A. M. Byström, Stockholm, 1 700 kr. för undersökning av lermineralen i vissa bentonitlager i Skånes ordovicium. C - 14-kommittén, Stockholm, 25 000 kr. för laboratoriets för åldersbestämning drift under budgetåret 1955/56. Docent C. Caldenius, Saltsjö-Duvnäs, 1 000 kr. för hydrogeologisk undersökning av Östersjön genom provtagning av bottenlagren. Lektor B. E. Eriksson, Uppsala, 7 000 kr. för glaciologiska undersökningar på Skagatöls- och Styggedalsglaciärerna i Norge. Laborator S. Florin, Uppsala, 500 kr. för pollen- och diatoméanalys av provserier från stenåldersboplatser i Södermanland och för mikroskopisk jordartsanalys av material från södra Kilsbergen. Docent N. Friberg, Stockholm, 2 000 kr. för undersökning av isavsmältningen inom nordöstra delen av småländska höglandet. Docent M. Fries, Uppsala, 2 500 kr. för pollenanalys av sedimentproppar ur sjön Erkens kvartära bottenlager. Prof. S. Gavelin, Laborator S. Landergren och Prof. F. E. Wickman, Stockholm, 9 900 kr. för undersökningar rörande isotopforskningens geologiska tillämpningar. Prof. F. Hjulström, Uppsala, 9 000 kr. för mineralogisk undersökning och diatoméanalys av borrkärna från Hoffellsandur samt petrografisk undersökning av sandurns ytmaterial. Prof. G. Hoppe, Stockholm, 2 500 kr. för studier i övre Norrland av nedisningens slutskede. Fil. Dr E. Jarvik, Stockholm, 4 500 kr. för bildmaterial till arbeten över devoniska fiskar och amphibier. Kommittén för seismologi, Uppsala 37 760 kr. för seismologisk forskning. Kommittén för palynologi, Bromma, 50 800 kr. för driftskostnaderna för palynologiska laboratoriet budgetåret 1955/56, 1 192 kr. tilläggsanslag för lön till Prof. G. Erdtman 1 jan.—30 juni 1955 och 10 450 kr. för elektronmikroskopiska studier av pollen- och sporväggarnas finstruktur. Laborator S. Landergren, Stockholm, 2 379 kr. för undersökning av den röda djuphavslerans geokemi. Agronom E. Lotse, Uppsala, 300 kr. för undersökning av jordmånsbildningen i odlad jord. Överdirektör N. H. Magnusson, Stockholm, 1 850 kr. för revision av stratigrafisk nomenklatur för kambrium till Lexikon der Stratigraphie. Mineralogisk-geologiska och paleontologisk-geologiska institutionerna, Lund, 9 200 kr. för sedimentpetrografisk, stratigrafisk och paleontologisk undersökning av borrkärnor. Mineralogisk-geologiska institutionen, Uppsala, 2 400 kr. för undersökning av senkvartära nivåförändringar i västra Uppland, glacifluviala deltan i Moälvens dalgång i Ångermanland och material från Islands sydkust. Laborator T. Nilsson, Lund, 6 600 kr. pollenanalytisk bearbetning av provserier från Ageröds mosse i Skåne. Prof. E. Norinder, Uppsala, 9 500 kr. för konstruktion och framställning av apparatur för kombinerad mineralogisk och granulometrisk analys i mikroskop. Laborator F. Nydahl, Uppsala, 11 000 kr. för införande av moderna separations- och bestämningsmetoder i den kemiska mineral- och bergartsanalysen. Prof. H. Pettersson, Göteborg, 10 000 kr. för undersökningar av de radioaktiva elementen och förekomsten av kosmiska järnkulor i djuphavssediment. Riksmuseets paleozoologiska avdelning, Stockholm, 2 000 kr. för insamling av merostomater i Kinnekulles underkambrium och 23 328 kr. för ritningsarbeten. Fil. Lic. A. Strömberg, Stockholm, 1 000 kr. för geologisk fältforskning och kartläggning i västra Härjedalen. Fil. kand. H. Svensson, Lund, 3 650 kr. för stereoskopisk analys av nunatakområden på basis av flygfotografiskt bildmaterial. Docent C.-G. Wenner, Stockholm, 8 500 kr. för insamling av geologiskt material från viktiga svenska lagerföljder för förbättrad åldersbestämning enligt radiokarbonmetoden. Prof. F. E. Wickman, Stockholm 13 600 kr. för undersökning av möjligheterna att använda strålningsdosmetoden på svenska bergarter. Observator B. Wideland, Stockholm, 2 000 kr. för gravimetrisk detaljundersökning av vissa områden i Östergötland och Västergötland, bl. a. Surteområdet.

Docenten i geologi med mineralogi vid Chalmers tekniska högskola P. Ljunggren har förordnats att intill årets slut uppehålla en docentur i mineralogi, petrografi och allmän geologi vid Lunds universitet.

Fil. kand. Lars Bergström har förordnats till assistent vid Chalmers tekniska högskolas geologiska institution.

Société Géologique Suisse har hållit sin 71sta generalförsamling med möten och exkursioner den 24—29 september.

La Société géologique de France firar sitt 125-årsjubileum med möte och exkursioner den 30 september—9 oktober.

International Union of Crystallography. Symposium in Madrid in April 1956. It has been decided to hold the Madrid symposium, devoted to »Structure on a scale between the atomic and the microscopic dimensions», during the period 2—7 April 1956. Along with the Symposium there will be an open meeting of the Commission on Crystallographic Apparatus, and a series of meetings on crystallographic teaching to be organized by the Commission on Crystallographic Teaching. Professor Guinier, Paris, is Chairman of the Programme Committee for the Symposium. Meanwhile the Consejo Superior de Investigaciones Cientificas appointed Professor Pardillo, Madrid, Chairman and Dr M. Abbad, Madrid, Secretary of the Local Committee.

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

Ser. Aa. Geologiska kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrivningar.

Pris för karta med beskrivning 10: — kr, för enbart karta 8: — kr.

N:o 192 Onsala av R. Sandegren och P. H. Lundegårdh. 1952
› 193 Gränna av P. Geijer, B. Collini, H. Munthe och R. Sandegren 1951
› 194 Säter av S. Hjelmqvist och G. Lundqvist 1953.
› 195 Särö av P. H. Lundegårdh och R. Sandegren 1953.
› 196 Västerås av P. H. Lundegårdh och G. Lundqvist 1954.

Ser. Ad. Agrogeologiska kartblad i skalan 1 : 20 000 med beskrivningar

Pris för karta med beskrivning 8: — kr, för enbart karta 6: — kr.

N:o 2 Lund av G. Ekström 1953
› 3 Revinge T. v. endast karta
› 4 Löberöd › › ›
› 5 Örtofta › › ›
› 6 Kävlinge › › ›
› 7 Teckomatorp › › ›

Ser. C.

Årsbok 46 (1952)

N:o 525	Lundqvist, J., Bergarterna i dalamoränernas block- och grusmaterial 1952	3,50
› 526	Westergård, A. H., Non-Agnostidean trilobites of the Middle Cambrian of Sweden. 3. 1953	4,00
› 527	Ödum, H., De geologiska resultaten från borrningarna vid Höllviken Del V: The macrofossils of the Upper Cretaceous. With 4 plates. 1953	3,50
› 528	Kautsky, G., Der geologische Bau des Sulitelma-Salojauregebietes in den nordswedischen Kaledoniden. 1953	15.00
› 529	Åhman, E., Vallen-Alhamnområdet i Nederluleå s:n. Summary: The Vallen-Alhamn area, parish of Nederluleå, N. E. Sweden. 1953	2,00

Årsbok 47 (1953)

N:o 530	Tullström, H., Kvartärgeologiska studier inom Rönneåns dalgång i nordvästra Skåne. 1954	3,00
› 531	Lundegårdh, P. H., Petrology of the Mölndal—Styrsö—Vallda region in the vicinity of Gothenburg. With one plate. 1953	4,00
› 532	Sahlström, K. E, Jordskalv i Sverige 1941—1950. Med en karta. Resumée: Erdbeben in Schweden 1941—1950. 1953	2,00
› 533	Horn af Rantzien, H., De geologiska resultaten från borrningarna vid Höllviken. Del VI: Charophyta from the Middle Trias of the boring Höllviken II. With one plate. 1953	1,50
› 534	Lundegårdh, P. H., Vätögraniten. Summary: The Vätö granite — a younger svionian granite in Eastern Upland, Sweden. 1954	2,00
› 535	Hägg, R, Die Mollusken und Brachiopoden der schwedischen Kreide. 4. Mit 9 Tafeln. 1954	3,00

Årsbok 48 (1954)

N:o 536	Gavelin, S., A telluride assemblage in the Rudtjebäcken pyrite ore, Västerbotten, N. Sweden. 1954	1,00
› 537	Jerlov, N. och Kullenberg, B., Undersökning rörande spridning och avsättning av i vattnet suspenderat slam vid utstjälpning av mudder i Byfjorden våren 1953. Engl. summary. 1954	2,00

Distribueras genom Generalstabens Litografiska Anstalt Förlagsexp.
Drottninggatan 20, Stockholm 16.

Uppsökning och undersökning av

MALM

FYNDIGHETER

SAMT FYNDIGHETER AV ANDRA SLAG

Vi utföra

geologisk, magnetisk, elektrisk, gravimetrisk

och seismisk prospektering

AKTIEBOLAGET

ELEKTRISK MALMLETNING

STOCKHOLM

DANDERYDSGATAN 11 · TELEFON: 23 02 55

VATTEN

Kallt och förstklassigt vatten erhålles säkrast genom borrning ned till grundvattnet.

Vi är landets största företag för vattenborrning med mer än 60-årig erfarenhet och har borrmaskiner i arbete över hela landet.

Brunnsborrningar utföras i såväl jordlager som berg och med håldiameter från 110 till 300 mm.

Vår geologiska avdelning bedömer förutsättningarna för erhållandet av grundvatten.

Rön och erfarenheter från över 11.000 borrningar i Sverige står till våra kunders förfogande.

Begär våra broschyrer

SVENSKA
DIAMANTBERGBORRNINGS AB

Brunnsborrnings- och Pumpavdelningen
HAMNG. 29, SUNDBYBERG TEL. 289250

VATTENBYGGNADSBYRÅN

KONSULTERANDE INGENJÖRER OCH ARKITEKTER

Ledamöter av Svenska Konsulterande Ingenjörers Förening

Kraftverk — Sjöregleringar

Samhällsplanering

Vattenförsörjning — Avlopp

HUMLEGÅRDSGATAN 29 — STOCKHOLM

Telefon: lokal 22 85 80, riks 22 89 30 — Telegram: VATTEN